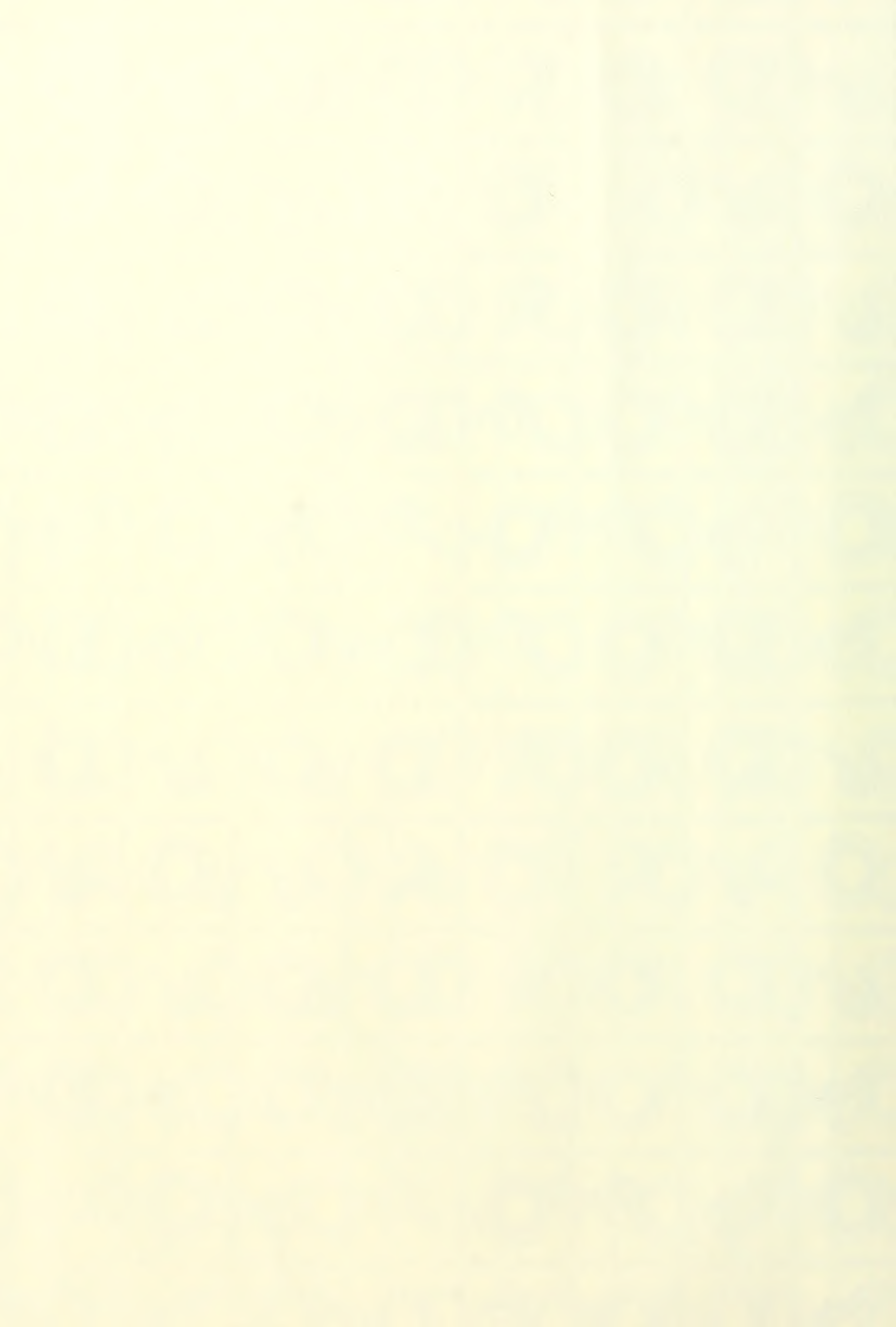








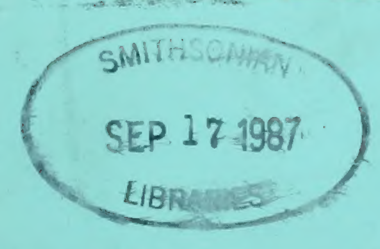
Zitteliana

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie

10

2. SYMPOSIUM KREIDE
München 1982

IUGS UNESCO IGCP



MÜNCHEN 1983

Zitteliana	10	2. Symposium Kreide	723 Seiten	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373-9627



Zitteliana

Abhandlungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie

10

2. SYMPOSIUM KREIDE
MÜNCHEN 1982

MÜNCHEN 1983

Zitteliana	10	2. Symposium Kreide	723 Seiten	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373-9627

Gedruckt mit Unterstützung der
Deutschen Forschungsgemeinschaft
und der
Alexander von Humboldt-Stiftung

Herausgegeben von Prof. Dr. Dietrich Herm,
Bayerische Staatssammlung für Paläontologie
und historische Geologie, München

Redaktion: Dr. Peter Wellnhofer,
Dr. Harald Immel, Dr. Reinhard Förster

ISSN 0373-9627

Gesamtherstellung: Druck- und Verlagsanstalt Gebr. Geiselberger, Altötting

VORWORT DES HERAUSGEBERS

Vom 1.–7. Juni 1982 fand in München unter starker internationaler Beteiligung das 2. Symposium Kreide statt. Die Kreide-Subkommission der Stratigraphischen Kommission der BRD hatte hierzu eingeladen.

In den vier Jahren seit dem 1. Symposium Deutsche Kreide in Münster 1978 wurden zahlreiche Arbeiten abgeschlossen, neue Projekte wurden begonnen und die internationale Korrelationsforschung hat in zahlreichen Arbeitsgruppen wichtige Fortschritte erzielt.

Während in Münster bereits besonderes Gewicht auf die Korrelation zwischen Boreal und Tethys innerhalb Mitteleuropas gelegt wurde, sollte nun noch weiter ausgegriffen werden und der gesamte europäische Tethysraum vom Kaukasus bis Iberien mit erfaßt werden sowie der Anschluß an die Südtethys in Nordafrika gesucht werden.

Es war beabsichtigt, durch Referate und Diskussionsrunden die multistratigraphische Korrelation voranzutreiben, um mit verschiedenen Fossilgruppen eine noch feinere biostratigraphische Zonierung zu erreichen und die Ost-West-Korrelation zu perfektionieren sowie die bestehenden Probleme in der Nord-Süd-Korrelation zu überwinden.

Der Behandlung paläo-geographischer Entwicklung einzelner Gebiete unter Einschluß des Paläoklima wurde breiter Raum geboten. (Vergl.: Abstracts, 2. Symposium Kreide München 1982. – 96 S., Institut für Paläontologie und historische Geologie, München).

Es war uns eine Freude, einer großen Zahl von Kollegen auf vier je zweitägigen Exkursionen die Entwicklung der nordbayerischen Kreide und der Kreide der Nördlichen Kalkalpen und ihres Vorlandes in ausgewählten Profilen zeigen zu können. (Vergl.: Exkursionsführer, 2. Symposium Kreide, München, 1982. – 292 S., 78 Abb., Institut für Paläontologie und historische Geologie, München).

Dem Beispiel des 1. Symposium Münster 1978 folgend, die wissenschaftlichen Beiträge in einem Sammelband herauszugeben (WIEDMANN, J. [Herausgeber], 1979: Aspekte der Kreide Europas. – Intern. Union Geol. Sciences, Ser. A, **6**, 680 S., 182 Abb., 43 Tab., 33 Taf., [Schweizerbart] Stuttgart), sollen auch diesmal die Beiträge in einem Symposiumsband vorgelegt werden.

Die Fülle und das breite Spektrum der dargebotenen Themen macht eine Gliederung notwendig.

Die erste Gruppierung mit 21 Artikeln ist regional abgegrenzten Gebieten gewidmet, in denen die paläogeographischen Konstellationen und die geodynamischen Entwicklungen aufgezeigt werden. Es beginnt im hohen Norden mit Nordgrönland, bringt Beispiele aus Mittel- sowie West- und Osteuropa, es folgen die Nordalpen, die Karpaten und die Dinariden. Darstellungen von Kreide-Entwicklungen aus dem iberischen Bereich und dem tethysbeeinflußten Nordafrika sowie aus der Kreide Brasiliens schließen sich an.

Eine 2. Reihe mit 15 Beiträgen beschäftigt sich mit der vergleichenden Paläobiogeographie, wobei besonders die Klimaentwicklung in der Kreide herausgearbeitet wurde.

Ein wichtiger Schwerpunkt des Symposiums war die Diskussion der biostratigraphischen Korrelation; hierzu konnten bedeutende neue Ergebnisse, insbesondere aus der multistratigraphischen Forschung in 20 Artikeln vorgelegt werden. Fast alle Stufen der Kreide vom Berrias bis zu Kreide/Tertiär-Grenze werden behandelt. Ergebnisse aus der Arbeit einiger Kommissionen werden vorgestellt. Besonderer Wert wurde auf synoptische Darstellungen gelegt, um weitreichende mehrere Faunenprovinzen überspannende Korrelationen aufzuzeigen.

Schließlich behandeln 6 Artikel taxonomische und phylogenetische Probleme stratigraphisch wichtiger Fossilgruppen.

Naturgemäß ist die Ausgestaltung der Beiträge sehr unterschiedlich; manche lassen noch den Stil eines Referates erkennen, kurze Mitteilungen wechseln mit längeren Abhandlungen. Es wird so die ganze schillernde Vielfalt eines solchen internationalen Symposiums spürbar. Die Manuskripte wurden redaktionell nur wenig überarbeitet. Die Autoren sind nicht nur für den Inhalt, sondern auch für Stil und Ausstattung ihrer Artikel verantwortlich.

Wir hoffen, daß die gesammelten Beiträge einen repräsentativen Ausschnitt aus der modernen Kreideforschung darstellen und zur verstärkten internationalen Zusammenarbeit anregen. Möge dieser Band eine Art Nachschlagewerk sein. Er bietet Informationen über paläogeographische-geodynamische Entwicklungen in der Zeit des Umbruchs vom Mesozoikum zur Neuzeit aus den Aufbruchszonen des Atlantiks und aus alpidischen Bereichen. Weitreichende biostratigraphische Korrelationen werden dargestellt und Differenzierungen im paläobiogeographischen Bild erörtert.

Mein herzlicher Dank gilt den Kollegen Dr. R. FÖRSTER, Dr. H. IMMEL und Dr. P. WELLNHOFER für die redaktionelle Arbeit.

Die Drucklegung dieses Bandes wurde ermöglicht durch finanzielle Zuwendungen der Deutschen Forschungsgemeinschaft, des Bayerischen Staatsministeriums für Unterricht und Kultus und der Alexander von Humboldt-Stiftung.

Hierfür sind wir zu großem Dank verpflichtet.

München, Dezember 1982

Dietrich Herm
Vorsitzender der Kreide-Subkommission
der stratigraphischen Kommission der BRD

INHALT

REGIONALE BEITRÄGE ZUR PALÄOGEOGRAPHIE UND GEODYNAMIK

FAUNENVERGESELLSCHAFTUNGEN, PALÄOBIOGEOGRAPHIE, KLIMAZEUGEN

BIOSTRATIGRAPHIE UND KORRELATIONSPROBLEME

PALÄONTOLOGIE: TAXONOMIE UND PHYLOGENIE

VERZEICHNIS DER AUTOREN

Zitteliana	**10**	7–25	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

The Cretaceous of North Greenland – a stratigraphic and biogeographical analysis

By

TOVE BIRKELUND & ECKART HÅKANSSON*)

With 6 text figures and 3 plates

ABSTRACT

Mapping of the Wandel Sea Basin (81–84°N) has revealed an unusually complete Late Jurassic to Cretaceous sequence in the extreme Arctic. The Cretaceous part of the sequence includes marine Ryazanian, Valanginian, Aptian, Albian, Turonian and Coniacian deposits, as well as outliers of marine Santonian in a major fault zone (the Harder Fjord Fault Zone) west of the main basin. Non-marine ?Hauterivian-Barremian and Late Cretaceous deposits are also present in addition to Late Cretaceous volcanics.

An integrated dinoflagellate-ammonite-*Buchia* stratigraphy of the Jurassic to Early Valanginian part of the sequence shows that the Early Cretaceous dinoflagellate assemblage appeared later in the Wandel Sea Basin than further south, and that a discrete "Jurassic" dinoflagellate assemblage existed for some time in the Early Cretaceous, unaffected by the general turnover at the Jurassic-Cretaceous boundary.

Ammonite occurrences show interesting palaeobiogeographical trends. Ryazanian-Valanginian ammonite faunas *(Borealites, Peregrinoceras, Neotollia, Polyptychites, Astieriptychites)* are Boreal and Sub-Boreal, related to forms primarily known from circum-arctic regions (Sverdrup Basin, Svalbard, Northern and Western Siberia), but they also have affinities to occurrences as far south as Transcaspia. The Early Albian contains a mixing of forms belonging to different faunal provinces (e. g. *Freboldiceras, Leymeriella, Arcthoplites)*, linking North Pacific, Atlantic, Boreal/Russian platform and Transcaspian faunas nicely together. Endemic Turonian-Coniacian *Scaphites* faunas represent new forms related to European species. The Valanginian and Albian ammonites are briefly described and the Early Albian correlation of North Pacific and Boreal zonations is revised.

A Late Cretaceous to Early Paleocene phase of movement has been verified by the setting of Late Cretaceous deposits in pull-apart basins of the Wandel Hav Strike-Slip Mobile Belt and by pre Late Paleocene deformation of the deposits. This has an important bearing on the early evolution of the North Atlantic and Arctic Oceans.

KURZFASSUNG

Die geologische Kartierung des Wandel Sea Basin in Nordgrönland (81°–84°) lieferte eine ungewöhnliche vollständige Abfolge des oberen Jura und der Kreide mit marinen Ablagerungen des Ryazan, Valangin, Apt, Alb, Turon und Coniac und in der Harder Fjord Störungs-Zone westlich des Hauptbeckens auch des Santon, sowie nicht-marine Serien des ?Hauterive-Barrême und einen oberkretazischen Vulkanismus.

Eine kombinierte Dinoflagellaten-Ammoniten-*Buchia*-Stratigraphie vom höheren Jura bis ins untere Valangin zeigt, daß im Wandel-See-Becken die ersten Kreide-Dinoflagellaten-Vergesellschaftungen später auftreten als weiter im Süden, und daß sich eine eigenständige ,,jurassische" Dinoflagellaten-Vergesellschaftung unbeeinflußt vom allgemeinen Umschwung an der Jura-Kreide-Grenze in die Unterkreide hinein fortsetzt.

Bei den Ammoniten zeigen sich interessante paläobiogeographische Tendenzen. Die Ryazan-Valangin Ammonitenfauna *(Borealites, Peregrinoceras, Neotollia, Polyptychites, Astieriptychites)* sind boreal und subboreal mit engen Beziehungen zu Faunen anderer zirkumpazifischer Gebiete (Sverdrup Basin, Svalbard, Nord- und Westsibirien); aber sie haben auch Ähnlichkeit mit südlichen Vorkommen wie z. B. vom Kaukasus. Das tiefere Alb enthält Mischfaunen verschiedener Faunenprovinzen (z. B. *Freboldiceras, Leymeriella, Arcthoplites)* und zeigt Verbindungen zwischen dem

*) Institute of historical Geology and Palaeontology, Øster Voldgade 10, DK-1350 Copenhagen K, Denmark.

Nordpazifik, dem Nordatlantik, der borealen russischen Plattform und dem transkaspischen Bereich auf. Endemische Scaphiten-Faunen des Turon und Coniac führen neue Formen mit Beziehungen zu europäischen Arten. Die Ammoniten des Valangin und des Alb werden kurz beschrieben und die Korrelation der Zonen des unteren Alb im nordpazifischen und im borealen Bereich wird revidiert.

Es kann eine Phase spätkretazischer-frühpaläozäner Bewegungen nachgewiesen werden anhand von spätkretazischen Ablagerungen in Senkungsräumen des Wandel Hav Strike-Slip Mobile Belt und anhand einer prä-oberpaläozänen Deformation dieser Sedimente. Sie sind von großer Bedeutung für die frühe Entwicklung des Nordatlantiks und des arktischen Ozeans.

I. INTRODUCTION

The geological history of the North Atlantic region for the period leading up to the separation of the Eurasian and North America/Greenland continents naturally should be based on as much information as possible from strata on both sides of the ocean. In the extreme north, the Wandel Sea Basin in North Greenland and Svalbard constitute a pair of depositional centres, which were dissected and subsequently separated from each other by more than 500 km in connection with the complex movements along the Spitzbergen Fracture Zone and the generation of oceanic crust from the Nansen and Mohns Ridges (Fig. 1). Since actual separation along both the northern part of the Mohns Ridge and the "southern" part of the Nansen Ridge is documented by ocean crust formation at or somewhat prior to anomaly 24 time (Talwani & Eldholm 1977, Vogt et al. 1979), Cretaceous and Paleocene strata in particular are relevant in this context.

Early Cretaceous sediments are abundantly preserved in both areas, whereas Late Cretaceous strata are completely absent in the Svalbard archipelago (although recently encountered in the Troms Basin just off the Norwegian north coast [Nils Fagerland, pers. comm. 1982]). In the Wandel Sea Basin, on the other hand, recent investigations have revealed the presence of substantial on-shore Late Cretaceous deposits (Håkansson et al. 1981b), and although work is still in progress, a fairly complete biostratigraphic outline of the Cretaceous has now been established here. North Greenland, therefore, should attain a central position in attempts to establish a better understanding of the early phases in the formation of both the Atlantic and Arctic Oceans.

II. GEOLOGICAL FRAME

The eastern part of North Greenland has undergone a long and complex structural history prior to the formation of the Atlantic and Arctic Oceans (Håkansson & Pedersen in press), resulting in a high degree of patchiness in the distribution of most sediments in the Wandel Sea Basin. Cretaceous deposits in particular display an extreme separation into small, structurally determined units (Fig. 2). However, within this erratic pattern the effect of two distinctly different geological regimes is apparant.

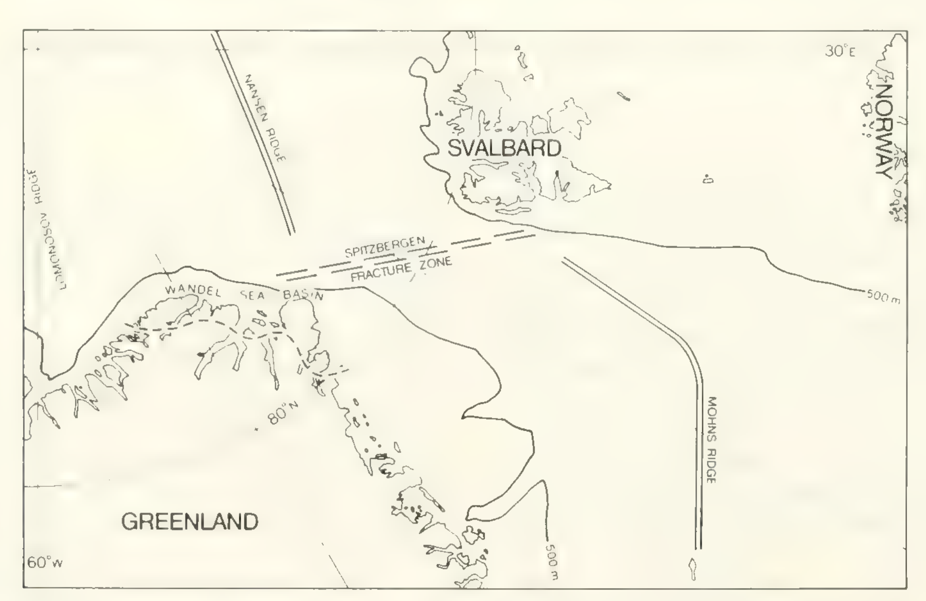


Fig. 1. Eastern North Greenland and adjacent parts of the North Atlantic and Arctic Oceans; main tectonophysic structures indicated.

Early Cretaceous deposits, in general, are characterised by high sediment maturity reflecting deposition in a comparatively quiet period subsequent to the last pulse of the Late Palaeozoic to Mesozoic episodes of transcurrent faulting (HÅKANSSON & PEDERSEN in press). In strong contrast to this picture, Late Cretaceous sediments are mainly immature, rapidly accumulated infill in pull-apart basins of the Wandel Hav Strike-Slip Mobile Belt which, furthermore, contain the only magmatic rocks known from the Wandel Sea Basin (HÅKANSSON & PEDERSEN in press).

LATE JURASSIC – EARLY CRETACEOUS DEPOSITS

Ladegårdsåen Formation (Fig. 2, locs 5 & 6). This formation is restricted to east Peary Land and has been considered in some detail by HÅKANSSON et al. (1981a), who presented an integrated ammonite-*Buchia*-dinoflagellate stratigraphy for the marine intervals. The formation records a Middle Oxfordian transgression, followed by gradually shallowing marine conditions which prevailed in Late Jurassic time and across the Jurassic Cretaceous boundary into the Early Valanginian, terminated by pre-Aptian limnic deposits. Sedimentation in the Ladegårdsåen Formation amounted to a thickness of some 250 m.

Kilen (Fig. 2, loc. 10). A parallel, apparently unrelated Late Jurassic – Early Cretaceous sequence, which has yet to be formally described, is located in part of the large semi-nunatak Kilen (HÅKANSSON et al. 1981b). The moderately folded sequence comprises some 900 m of marine sandy and silty sediments from which scattered ammonite faunas have established the presence of Kimmeridgian, Volgian, Valanginian, and Middle Albian strata. Previous reports on the presence of Bathonian strata in Kilen (Greenarctic Consortium in DAWES 1976; DAWES & PEEL 1981) were based on erroneous determination of these Middle Albian ammonites (see p. 13). The Kimmeridgian – Valanginian part of the sequence constitutes a mainly transgressive phase in which sediments accumulated in a muddy, sheltered, coastal environment, whereas subsequent sediments are dominated by shelf mud with increasing amounts of storm sand layers (HÅKANSSON et al. 1981b).

Kap Rigsdagen (Fig. 2, loc. 7). Here, at a considerable distance from all other sediments of the Wandel Sea Basin, 85 m of coarse sandstones gradually giving way to mudstones have been preserved. The sediments apparently rest directly on Ordovician sediments. Very thin coal seams and root horizons together with the very low diversity assemblages of dinoflagellate cysts suggest a prevailing near-coastal and lagoonal, mainly restricted marine environment with associated protective bar systems (HÅKANSSON et al. 1981b). The dinoflagellate floras indicate an Aptian age for most of the sequence (PIASECKI in HÅKANSSON et al. 1981b); no macrofossils are known.

East Peary Land (Fig. 2, loc. 5). From a very restricted, fault-bound locality next to the Ladegårdsåen Formation, ROLLE (1981) recorded about 100 m of black mudstones with thin sandstones and shell conglomerates at the top of the sequence. Dinoflagellates from the mudstones in general indicate Aptian ages (PIASECKI in ROLLE 1981), whereas ammonites from the top conglomerates are of early Albian ages. HÅKANSSON et al. (1981b) considered the sequence a deeper water, open marine equivalent to the Aptian nearshore sediments at Kap Rigsdagen (Fig. 2, loc. 7).

LATE CRETACEOUS DEPOSITS

Kilen (Fig. 2, loc. 9). At least 550 m of fairly strongly folded organogenic shale and fine-grained sandstones with minor redeposited biogenic conglomerate sheets are located in the northern, downfaulted part of the semi-nunatak Kilen (HÅKANSSON et al. 1981b). Marine faunas dominated by scaphitids and inoceramids are frequent through most of the sequence, whereas dinoflagellates have been severely altered due to significant thermal activity (HÅKANSSON et al. in prep.).



Fig. 2. Distribution of Cretaceous deposits in relation to the structural elements of the Wandel Hav Strike-Slip Mobile Belt in North Greenland. (NB: the distribution of outcrops shown by SOPER et al. (1982, fig. 2) is incorrect.)

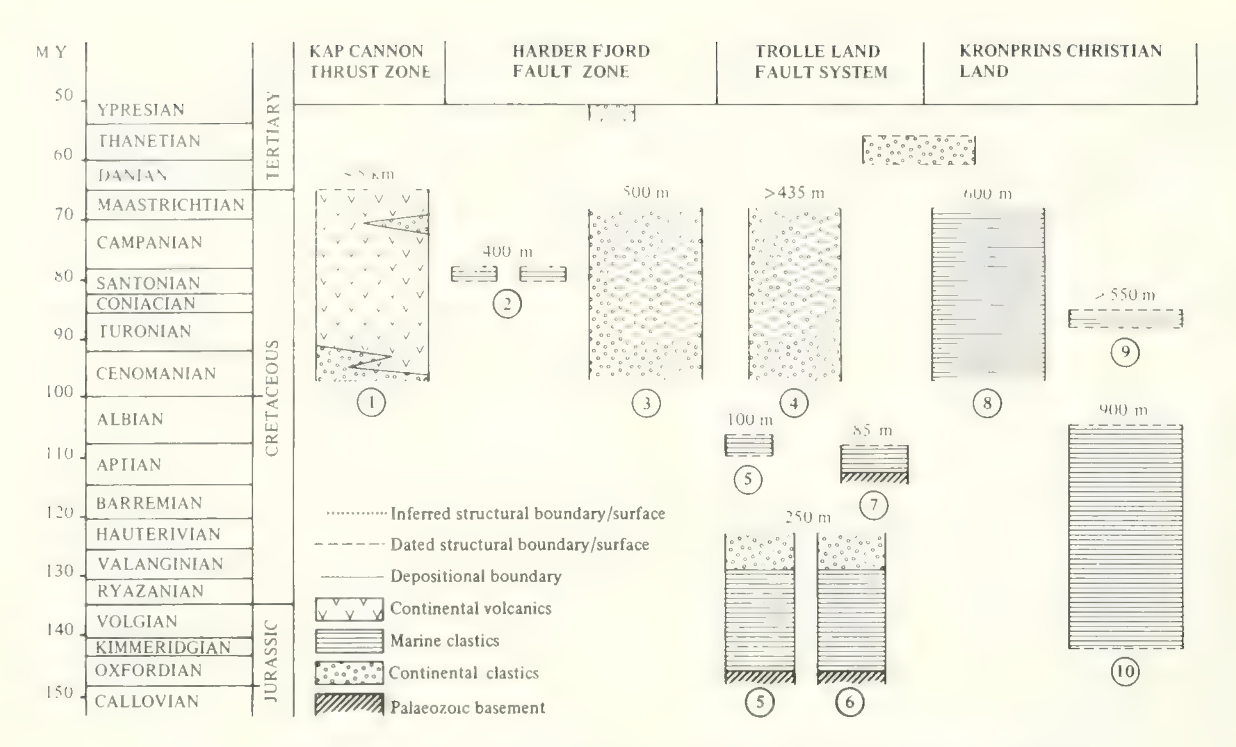


Fig. 3. Lithostratigraphy of Late Jurassic – Early Tertiary Strata in North Greenland. Encircled numbers refer to location in Fig. 2. Partly based on information from HÅKANSSON & PEDERSEN (in press), HÅKANSSON et al. (1981b) and BATTEN et al. (1981).

The depositional environment probably was a shallowing shelf, and the inoceramid fauna indicates the presence of Middle Turonian to very Early Coniacian strata (KAUFFMAN in HÅKANSSON et al. 1981b). Among stratigraphically important species should be mentioned *Inoceramus cuvieri*, *I. lamarcki* and *Platyceramus mantelli*.

Nakkehoved Formation (Fig. 2, loc. 8). A gently disturbed sequence comprising at least 600 m of rapidly accumulated, monotonous, fine-grained greywackes is exposed in the complex of nunataks and semi-nunataks in northern Kronprins Christian Land (HÅKANSSON et al. 1981b). A marine bivalve fauna including posidoniid and trigoniid forms generally indicates a Late Cretaceous age of the sequence, but more precise age determinations are lacking so far. Low grade thermal metamorphism has caused pervasive recrystallisation as well as complete degradation of organic walled microfossils (HÅKANSSON et al. in prep.).

Herlufsholm Strand Formation (Fig. 2, locs 3 & 4). Variously folded and thrusted, mainly fluvial sequences referred to the Herlufsholm Strand Formation occur in two separate areas (HÅKANSSON 1979; HÅKANSSON et al. 1981b). At Herlufsholm Strand (Fig. 2, loc. 4) at least 435 m and at Depotbugt (Fig. 2, loc. 3) more than 500 m of sediments dominated by conglomerates, greywackes, and coaly shales with poorly preserved plant remains have been preserved. Only little direct evidence is at hand to document a Late Cretaceous age of the Herlufsholm Strand Formation. Palynomorphs have consistently been degraded beyond recognition, and only the presence of angiosperm wood gives an indication of the Late Cretaceous – Early Tertiary age suggested by TROELSEN (1950) for the sequence at Herlufsholm Strand. However, an additional, isolated occurrence of organogenic shales very close to the Herlufsholm Strand Formation at Depotbugt contains a very restricted, possibly Early Tertiary palynomorph assemblage (CROXTON et al. 1980). Since the thermal alteration of these shales is far less severe than recorded in the shales of the neighbouring Herlufsholm Strand Formation (PIASECKI in HÅKANSSON et al. 1981b), a Late Cretaceous age of this formation is substantiated. As discussed by HÅKANSSON & PEDERSEN (in press), the tectonic disturbance of both Herlufsholm Strand Formation sequences is consistent with the regional pattern of Late Cretaceous deformation in the Wandel Hav Strike-Slip Mobile Belt.

North-east of Frigg Fjord (Fig. 2, loc. 2). Centrally in the long-lived Harder Fjord Fault Zone, marine Late Cretaceous sediments have been preserved in more or less vertical positions in a few small fault-bound wedges (HÅKANSSON et al. 1981b). The sediments are fine-grained and dominated by greywackes and feldspar rich sandstones, and they contain a sparse fauna of protobranch and inoceramid bivalves. A sequence more than 400 m thick apparantly constitutes the most extensive interval preserved within a single wedge, and from this sequence the Late Santonian *Sphenoceramus pinniformis* has been identified (KAUFFMAN in HÅKANSSON et al. 1981b).

Kap Washington Group (Fig. 2, loc. 1). More than 5 km of extrusive volcanics and subordinate continental clastics makes up the Kap Washington Group, which is known only from a number of thrust sheets in the Kap Cannon Thrust Zone on the north coast of Peary Land (BROWN & PARSONS 1981; BATTEN et al. 1981). The volcanic suite is peralkaline and include air-fall tuffs and breccias, as well as basaltic, trachytic and rhyolitic lavas (BROWN & PARSONS 1981; SOPER et al. 1982); little is known about the clastic constituents of the group. In addition to the Kap Washington Group volcanicity,

northwest Peary Land is also the centre of an intense swarm of Cretaceous basaltic dykes (DAWES & SOPER 1979; HIGGINS et al. 1981).

BATTEN et al. (1981) and SOPER et al. (1982) adopted an age of the Kap Washington Group volcanicity at or just before the Cretaceous-Tertiary boundary, and SOPER et al. (1982) refer the dyke swarm to a separate episode, entirely preceding the Kap Washington Group. However, as pointed out by HÅKANSSON & PEDERSEN (in press) these age indications are not fully substantiated. Thus, the basal, partly intervolcanic sediments of the Kap Washington Group contain an angiosperm flora of Cenomanian or later Cretaceous age (BATTEN et al. 1981); palynomorphs approximately 3 km higher in the sequence indicate a Campanian – Maastrichtian age (BATTEN et al. 1981; BATTEN in press); and, finally, whole rock Rb/Sr age determination of extrusives from the top of the group yields ages of 63–64 m. y. (LARSEN et al. 1978; LARSEN in press). The available evidence, therefore, suggests a general Late Cretaceous age for the Kap Washington Group with a termination of the volcanicity approximately at the Cretaceous-Tertiary boundary. Furthermore, HÅKANSSON & PEDERSEN (in press) argue against a clear distinction between the dyke-swarm and the extrusives of the Kap Washington Group and consider them intimately related and at least partly synchronous.

III. AMMONITE STRATIGRAPHY

Up to now, the age determinations of the Cretaceous deposits of North Greenland have been based on ammonites, dinoflagellates, *Buchia* and *Inoceramus* species, as well as pollen and leaves. In addition, Cretaceous radiometric ages have been obtained from a number of dykes and extrusive volcanics. For the Jurassic to earliest Cretaceous part of the sequence an integrated ammonite-*Buchia*-dinoflagellate stratigraphy has already been worked out (HÅKANSSON et al. 1981a), and studies of dinoflagellates and inoceramids from later parts of the sequence by S. PIASECKI and E. KAUFFMAN,

STAGES/SUBSTAGES	AMMONITE ZONATION	NORTH GREENLAND
MIDDLE ALBIAN	*E. lautus*	
	E. loricatus	
	H. dentatus	
LOWER ALBIAN	*D. mammillatum*	
	L. regularis	
	L. tardefurcata	
	L. schrammeni	
LOWER VALANGINIAN	*P. michalskii*	
	T. syzranicus	
	N. klimovskiensis	
RYAZANIAN	*B. mesezhnikowi*	
	S. analogus	
	H. kochi	
	C. sibiricus	
UPPER VOLGIAN	*C. chetae*	
	C. taimyrensis	
	C. okensis	

Fig. 4. Upper Volgian – Lower Cretaceous ammonite zones in North Greenland.

respectively, are in progress. The hitherto undescribed Early Cretaceous ammonites have now been studied in detail and are presented here in the Appendix (p. 16).

A short account of the ammonite stratigraphy of the Cretaceous in North Greenland is given below (fig. 4).

RYAZANIAN

Hectoroceras kochi Zone: The ammonite *Borealites* sp. aff. *fedorovi* KLIMOVA, 1969, and the *Buchia* species *B. fischeriana, B. unschensis, B. terebratuloides, B. okensis* and *B. volgensis* characterize this zone (see HÅKANSSON et al. 1981a). The genus *Borealites* appears in the *Chetaites sibiricus* Zone of northern Siberia and becomes more diversified in the lower part of the *H. kochi* Zone according to CASEY (1973). The specimens from North Greenland are closest to forms from northern and western Siberia from the *H. kochi* Zone. Among the *Buchia* species, *B. okensis* and *B. volgensis* are thought to appear at the base of the *H. kochi* Zone and only two of them, *B. okensis* and *B. volgensis,* occur above the *H. kochi* Zone to the top of the Ryazanian according to ZAKHAROV in HÅKANSSON et al. (1981a).

Bojarkia mesezhnikowi Zone: Only *Peregrinoceras* sp. aff. *albidum* CASEY, 1973, is known from this level (HÅKANSSON et al. 1981a). The genus *Peregrinoceras* appears late in the Ryazanian and is not known from the Valanginian. *P. albidum* characterizes a zone at the top of the Ryazanian in eastern England (CASEY, 1973) and *P.* aff. *albidum* CASEY, 1973, has also been found in the top Ryazanian of Kashpur (CASEY, MESEZHNIKOV & SHULGINA, 1977).

LOWER VALANGINIAN

Neotollia klimovskiensis Zone: A few fragments of *Neotollia* sp. and a *Buchia* specimen, possibly *B. keyserlingi,* are known from this level (HÅKANSSON et al. 1981a).

Polyptychites michalskii Zone: The presence of this zone in the sequence of Kilen is verified by the find of a small, poorly preserved fauna of *Polyptychites michalskii* (BOGOSLOVSKY), *P. middendorffi* PAVLOV, *P. (Astieriptychites)* sp. and indeterminate fragments of ,,*Euryptychites*" (pl. 1).

LOWER ALBIAN

The early Lower Albian is here divided in three Zones: *L. schrammeni* Zone, *L. tardefurcata* Zone and *L. regularis* Zone in accordance with German usage.

Leymeriella tardefurcata Zone: In eastern Peary Land *Leymeriella trollei* n. sp. and *Freboldiceras praesingulare* n. sp. occur together a few metres below concretions containing *Arcthoplites jachromensis* (NIKITIN) and *Anadesmoceras* sp. The evolutionary stage of the *Leymeriella* species, being a progressive form of the *L. schrammeni* stock, seems to indicate that the assemblage belongs to the very base of the *L. tardefurcata* Zone or – possibly – the topmost part of the *L. schrammeni* Zone. *Freboldiceras praesingulare* n. sp. is very close to *Freboldiceras singulare* IMLAY from southern Alaska. On the basis of morphology it is supposed to belong to a slightly earlier evolutionary stage than *F. singulare* (see p. 17).

The early Lower Albian age of *F. praesingulare* n. sp. is well documented on the basis of its occurrence together with *Leymeriella trollei* n. sp. The Alaskan occurrences of *Freboldiceras singulare* IMLAY, on the other hand, belong to the so-called *Brewericeras hulenense* Zone of the North Pacific Province. Besides *F. singulare* and *Brewericeras hulenense* (ANDERSON), this zone also contains (according to JONES & GRANTZ 1967) e. g. *Arcthoplites talkeetnanus* (IMLAY), *Anagaudryceras sacya* (FORBES), *Grantziceras affine* (WHITEAVES), *G. glabrum* (WHITEAVES), *Parasilesites bullatus* IMLAY and *Puzosia alaskana* IMLAY. It overlies the *Moffites robustus* Zone of early Albian age and is referred to late Early Albian by JONES & GRANTZ (1967). The close relations between *Freboldiceras singulare* and *F. praesingulare* n. sp., together with the occurrence of early forms of *Arcthoplites* in the *Brewericeras hulenense* Zone (see below), suggest an earlier Lower Albian age of the *B. hulenense* Zone than is generally supposed.

A rich assemblage of *Arcthoplites jachromensis* (NIKITIN) and a single fragment of *Anadesmoceras* sp. occurs a few metres above the *Leymeriella – Freboldiceras* assemblage.

The exact age of *Arcthoplites jachromensis* is not known, either in the type area on the Russian platform, or in other occurrences in Svalbard and Arctic Canada. NAGY (1970) indicates a find of *Brewericeras* cf. *hulenense* (ANDERSON) together with *A. jachromensis* in Svalbard, but the affinity of that *Brewericeras* specimen is very uncertain. The Svalbard *Arcthoplites* faunas as a whole *(A. birkenmajeri* NAGY and *A. jachromensis)* can be dated to levels between the middle part of the *L. tardefurcata* Zone s. l. and the upper part of the *Douvilleiceras mammillatum* Zone according to NAGY (1970). Species intermediate between *Freboldiceras* and *Arcthoplites (Freboldiceras remotum* NAGY, *Arcthoplites birkenmajeri* NAGY) occur together with *Leymeriella germanica.* In Arctic Canada JELETZKY & STELCK (1981) tentatively correlated *Arcthoplites* bearing beds (e. g. containing *A. jachromensis)* with the upper part of the *L. tardefurcata* Zone s. l. and the *D. mammillatum* Zone of the Western European standard zonation.

The rich *Arcthoplites* fauna from Mangyschlak, described by SAVELIEV (1973), belongs to the *L. tardefurcata* Zone and does not penetrate into the *L. regularis* Zone. The Mangyschlak fauna seems to be fairly closely related to *Arcthoplites jachromensis.*

Considering all these data, combined with stages of evolution of the *Freboldiceras – Arcthoplites* stock of the faunas in question, it is concluded that the *A. jachromensis* fauna still belongs to the *L. tardefurcata* Zone and that characteristic *Freboldiceras/Arcthoplites* faunas from Alaska, Svalbard, North Greenland and Mangyschlak can be arranged tentatively in the following stratigraphic order:

The genus *Anadesmoceras* appears in the *L. tardefurcata* Zone in Germany and is also known from the *L. tardefurcata* Zone in Mangyschlak (SAVELIEV, 1973). In England it appears in the equivalent *Farnhania farnhanensis* Subzone. Its single occurrence together with *Arcthoplites jachromensis* in North Greenland is thus in good accordance with the scheme above.

L. regularis Zone	no *Arcthoplites*	
L. tardefurcata Zone	*Arcthoplites* spp. (e. g. *A. subjachromensis* SAVELIEV)	Mangyschlak
	Arcthoplites jachromensis	N. Greenland/ Spitsbergen
	Freboldiceras remotum/ *Arcthoplites birkenmajeri*	Svalbard
	Freboldiceras singulare/ *Arcthoplites talkeetnanus* of the *B. hulenese* Zone	Alaska
L. schrammeni Zone	*Freboldiceras praesingulare*	N. Greenland

MIDDLE ALBIAN

Euhoplites lautus Zone: Two fragments, figured in Pl. 3, one a gastroplitid, the other an *Anahoplites* comparable to *A. daviesi ornata* SPATH, 1924 are of particular interest because the presence of Middle Jurassic (Bathonian) strata in Kilen was postulated on the basis of these fragments (Greenarctic Consortium in DAWES, 1976; DAWES & PEEL, 1981). Until now these fragments have been the only indication of the Middle Albian in North Greenland.

MIDDLE TURONIAN – EARLY CONIACIAN

In Kilen the lower 300 m of the Late Cretaceous sequence in particular has yielded a number of faunas containing rich assemblages of inoceramids and scaphites. On the basis of the inoceramids, E. KAUFFMAN has dated the deposits to Middle Turonian – Early Coniacian. The scaphites belong to an endemic stock related to the *Scaphites geinitzi* group, and *Otoscaphites* spp. may also be present. These faunas will be described in detail elsewhere.

IV. PALAEOBIOGEOGRAPHY

RYAZANIAN

The Ryazanian in North Greenland is dominated by Boreal and Sub-Boreal ammonites and *Buchia* species. The stage is further characterised by long-ranging species of dinoflagellates which are also present in Jurassic deposits below and belong to an extreme northern flora (HÅKANSSON et al. 1981a).

The early Ryazanian ammonite genus *Borealites* is known primarily from northern regions (the Sverdrup Basin, Svalbard, Northern and Western Siberia), but has also been found in England. The late Ryazanian genus *Peregrinoceras*, on the other hand, has up to now only been recorded from the Mangyschlak Peninsula (Transcaspia), the Volga Region, and eastern England (CASEY, 1973), and the occurrence in North Greenland is the first find of this genus in northern regions.

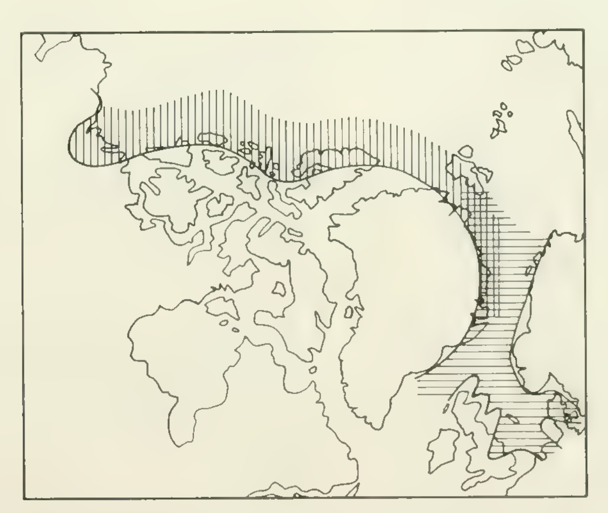


Fig. 5. Distribution of the "borealis" and North Atlantic dinoflagellate assemblages in Late Jurassic – earliest Cretaceous time.

All the Ryazanian *Buchia* species have a wide distribution in the Boreal realm from Arctic Canada to Svalbard and northern USSR. In addition, some are fairly common in the Sub-Boreal province (e. g. *B. volgensis)* and a few of them are even known from Alaska, British Columbia and California or have close allies in these areas (e. g. *B. fischeriana* and *B. okensis).*

The restricted distribution of the dinoflagellate assemblage of the Ryazanian constrasts with the macrofauna. The assemblage belongs to an "extreme arctic" flora of long-ranging species which appeared in the late Oxfordian and continued into the Early Valanginian. This "borealis assemblage" was recognized by BRIDEAUX & FISHER (1976) from Arctic Canada, extending from the McKenzie River delta to Ellef Ringness Island in the Sverdrup Basin. The assemblage further extends to East Greenland, where it is mixed with the widely distributed North Atlantic flora (PIASECKI, 1980) (Fig. 5).

VALANGINIAN

The biogeographic pattern in the *Neotollia klimovskiensis* Zone of the Early Valanginian is more or less unchanged from the Ryazanian. Poorly preserved *Neotollia* and *?Buchia keyserlingi* both belong to the Boreal and Sub-Boreal province, while the dinoflagellates belong to the restricted extreme northern "borealis assemblage".

A few metres above the *Neotollia* level the dinoflagellate assemblage changes drastically: The "borealis assemblage" was replaced completely by typical Early Cretaceous forms known from the entire North Atlantic region, including NW Europe. As this flora is known from earlier deposits both in NW Europe and the Atlantic, the appearance in North Greenland must be explained by a delayed migration to the north caused for instance by suddenly improved physical connections or by a rise in temperature (HÅKANSSON et al. 1981a). A similar invasion of southern forms apparently took place also in the Arctic Canada in the Valanginian (MCINTYRE & BRIDEAUX 1980).

Ammonites from the *Polyptychites michalskii* Zone in Kilen are completely identical with forms known from the Sverdrup Basin (pers. comm. E. KEMPER, 1982) and from northern USSR (see e. g. PAVLOV, 1914; BOGOSLOVSKY, 1902; BODYLEVSKY, 1960). This fauna has a restricted, high northern Boreal distribution as distinct from *"Polyptychites tschekanowski* Beds" of KEMPER & JELETZKY (1979), which in the Sverdrup Basin contains forms closely related to the NW German province (KEMPER, 1977; KEMPER & JELETZKY, 1979).

It is not possible to tell if the dinoflagellate invasion from the south, mentioned above, is earlier or later than the *P. michalskii* fauna, as no dinoflagellates are preserved in this part of the Wandel Sea Basin (cf. HÅKANSSON et al. in prep.).

LOWER ALBIAN

The ammonite faunas of that time from North Greenland represent a mixture of forms belonging to different provinces and showing a fairly surprising, characteristic pattern of migration routes. The composition of Lower Albian faunas from Svalbard (described by NAGY, 1970) and from East Greenland (summarized by DONOVAN, 1957) are similar in a number of respects.

Leymeriella: The early representatives are only known from Svalbard, North Greenland and NW Germany, but later representatives are widely distributed in NW Europe and connected with occurrences in Transcaspia (see SAVELIEV, 1973) and Iran (see SEYED-EMANI, 1980) via a mid-European sea-way marked by occurrences of leymeriellids in Austria, Bulgaria, Rumania, southern Russia and Kaukasus, (OWEN, 1973, 1979; SEYED-EMANI, 1980). This distribution is nearly identical with the hoplitinid province of the Middle Albian.

Freboldiceras is known from the American Northern Pacific Province of Alaska, Arctic Canada, North Greenland and Svalbard. Other characteristic forms, first described from the Pacific province: *Grantziceras, Brewericeras* and *Grycia,* are known as far as Arctic Canada, Svalbard and East Greenland *(Brewericeras),* but have not been found in North Greenland.

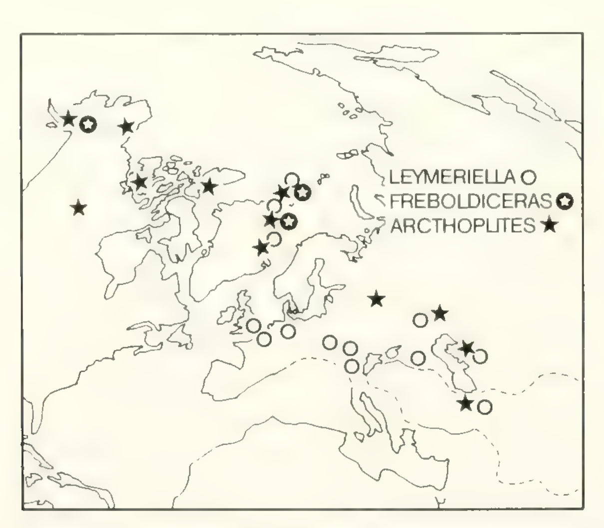


Fig. 6. Distribution of the Early Albian genera *Leymeriella, Freboldiceras* and *Arcthoplites.*

Arcthoplites is known from the American Northern Pacific Province of Alaska (early forms), Arctic Canada, North and East Greenland and Svalbard, and further from the Russian Platform, Mangyschlak (Transcaspia) and Iran (see e. g. NAGY, 1970; SAVELIEV, 1973; SEYED-EMANI, 1980). The non-occurrence of *Arcthoplites* in western Europe, and the non-occurrence of *Leymeriella* in central Russia, taken together with the occurrence of both genera in two regions far apart: the high northern Atlantic region and Mangyschlak – Iran, indicates two different routes of distribution of these two genera: An Atlantic – European sea-way for *Leymeriella* and a Russian-Arctic sea-way for *Arcthoplites* (omitted in OWEN's palaeobiogeographic maps from 1973 and 1979) (Fig. 6).

It is difficult to explain this pattern satisfactorily, but it may be mentioned that the distribution of *Arcthoplites* shows some similarity to the distributional pattern of Upper Volgian *Craspedites*. The home of *Craspedites* is the Russian Platform, but whereas the genus is apparently also widely distributed in northern Boreal regions (northern Siberia, Svalbard, North Greenland, Sverdrup Basin), it is never found in western Europe. The genus *Leymeriella*'s close connection with the Mid-European – Atlantic sea-way, and the lack of this genus in circum-Arctic regions indicate that it does not belong to the Boreal stock, but is better regarded as a primarily European form which migrated far to the north as did the hoplitinids of the Middle Albian.

On the basis of the distribution of glendonite, KEMPER & SCHMITZ (1981) and KEMPER (1982, herein) proposed the existence of Lower Valanginian and Aptian-Albian glaciations. The strong circum-arctic provincialism still present in Early Valanginian time could be considered as support for this hypothesis, but this can hardly be justified, as a similar provincialism is also seen in large parts of the Middle and Upper Jurassic. Furthermore, also the wide distribution of the Early Albian ammonites occurring in North Greenland is hardly compatible with KEMPER's hypothesis.

MIDDLE ALBIAN

The occurrence of a gastroplitid ammonite and *Anahoplites* cf. *daviesi ornata* SPATH in North Greenland is complementary to occurrences of earlier Middle Albian and basal Upper Albian in East Greenland (DONOVAN 1957) and Svalbard (NAGY 1970), belonging to the northern part of the Middle Albian hoplitinid province, described by OWEN (1979).

LATE CRETACEOUS

The fairly sporadic macrofauna from the series of local pull-apart basins developed across North Greenland through the Late Cretaceous is characterised by the occurrence of widespread Boreal inoceramids through the Turonian – Santonian interval. On the other hand, a comparison of the Middle Turonian – Early Coniacian scaphites with faunas of similar age from North America and Europe seems to show that most of the North Greenland scaphites belong to an endemic stock related, most likely, to the European *Scaphites geinitzi* group. Considering the general provincialism characterising the Late Cretaceous scaphites this result is not in any way surprising. Rare, poorly preserved scaphites from East Greenland referred to *Scaphites* sp. cf. *geinitzi* D'ORBIGNY and *S.* aff. *morrowi* JELETZKY by DONOVAN (1953) may be related to the North Greenland stock.

V. CONCLUDING REMARKS ON OCEAN DEVELOPMENT

Late Cretaceous geology in North Greenland was controlled by the series of events in the Wandel Hav Strike-Slip Mobile Belt, in which activity ceased just after the Cretaceous – Tertiary boundary. The detailed relations between these events have yet to be determined, but it would appear from the present data that 1) formation of all pull-apart basins characterising the mobile belt was initiated som time subsequent to the Albian; 2) the oldest strata so far determined from any of the basins are of Middle Turonian age, while the youngest strata correspond to the Cretaceous – Tertiary boundary; and 3) compressional deformation in all basins was apparently terminated prior to renewed deposition in the Late Paleocene (HÅKANSSON & PEDERSEN in press). In addition, the rather poorly dated dyke-swarm associated with the Kap Washington Group volcanics (K/Ar ages of 130–66 m. y. according to DAWES & SOPER 1979) may be regarded in part as precursor of the mounting transtensional forces that subsequently gave rise to the Wandel Hav Strike-Slip Mobile Belt.

Perhaps the most intriguing new result concerning the early history of the North Atlantic and Arctic Oceans is the apparent lack of evidence of post-Cretaceous compressional forces in North Greenland (HÅKANSSON & PEDERSEN in press). In both Svalbard and the Sverdrup Basin, significant Eocene and Oligocene – Miocene deformation took place – the Eurekan Orogeny in the Sverdrup Basin and the West Spitsbergen Orogeny in Svalbard (see e. g. CHRISTIE 1979) – and in spite of the general lack of observation, such phases have often been more or less customarily attributed to North Greenland as well. However, as pointed out above, the recent field work has failed to provide the anticipated evidence here.

The trend in the major faults of the Wandel Hav Strike-Slip Mobile Belt in eastern Peary Land and northern Kronprins Christian Land (Fig. 2) largely parallels the complex Spitsbergen Fracture Zone separating the Mohns and Nansen Ridges (HÅKANSSON 1979). However, the age of the Spitsbergen Fracture Zone has yet to be settled, and associated oceanic crust formation did not commence until around the time of anomaly 24 (VOGT et al. 1979), i. e. distinctly after the ceasing of activity of the on-shore part of the Wandel Hav Strike-Slip Mobile Belt. As long as the broad shelf off eastern North Greenland is still virtually unexplored, a direct relationship between these two major structural elements therefore must remain speculative (HÅKANSSON & PEDERSEN in press).

One possibility is that the activity of the Wandel Hav Strike-Slip Mobile Belt affected both the on-shore part of the Wandel Sea Basin that has now been investigated, as well as

the Greenland and southern Barents shelves (with the possible continuation in the Troms Basin area). Subsequently, the megascopic shear system causing the Wandel Hav Strike-Slip Mobile Belt was released in the Spitsbergen Fracture Zone in which the majority of the actual dislocations has taken place during the Cenozoic.

The existence of mirror images on the Greenland plate of the Tertiary wrench faulting in the West Spitsbergen Orogeny, implied by for instance LOWELL (1972), STEEL et al. (1981) and SOPER et al. (1982) has not been directly substantiated by recent investigations. However, their existence on the broad Greenland shelf bordering the Spitsbergen Fracture Zone is quite likely. As pointed out by KELLOGG (1976), transpressional deformation, reflecting the opposing movement of Greenland and Svalbard, continued until late Oligocene on the eastern side of the fracture zone. In the outer part of the shelf off northeastern Greenland, it may therefore with some reason be expected that structures of the Wandel Hav Strike-Slip Mobile Belt will be found having an overprint of the West Spitsbergen Orogony.

Recently, SOPER et al. (1982) developed a detailed model for the formation of the Eurasian Basin in the Arctic Ocean assuming a direct connection between the Kap Washington Group volcanicity and the initial opening of the Eurasian Basin. As we do not fully accept these authors' interpretation of the stratigraphic position of the Kap Washington group and find their assumption that Paleocene strata are folded to be insupportable (cf. also HÅKANSSON & PEDERSEN in press), we would question their suggested order of events. Consequently, since no convincing evidence has yet been presented, we would advise the consideration of other, presumably older, relationships for the North Greenland volcanicity.

VI. APPENDIX

VALANGINIAN AND ALBIAN AMMONITE FAUNAS

Lower Valanginian polyptychites
(pl. 1, figs 16–19)

Material: Fragments of "*Euryptychites*" (GGU216119) have been found in situ together with two loose specimens of *Polyptychites michalskii* (BOGOSLOVSKY) and one specimen of *Polyptychites middendorffi* PAVLOV (GGU216118). Two metres above this level two loose fragments of *Polyptychites (Astieriptychites)* sp. have been found (GGU216117). Moreover, a few indeterminate fragments are available.

Locality: Kilen, Kronprins Christians Land (Fig. 2, loc. 10).

Remarks: The two *Polyptychites michalskii* specimens, one of which is shown in pl. 1, figs 19a–b, are fragments of microconchs and in good agreement with the type series figured by BOGOSLOVSKY (1902, pl. 15) except for a less inflated shape. The phragmocone of *P. middendorffi* PAVLOV, figured in pl. 1, figs 16a–b, shows especially close similarity with the phragmocone figured by PAVLOV, 1914, pl. 6, fig. 2. The two poor fragments of *P. (Astieriptychites)* BODYLEVSKY, 1960, figured in pl. 1, figs 17–18 show a ribbing pattern similar to the type of *P. (A.) astieriptychus* BODYLEVSKY, 1960 (pl. 39, fig. 1).

Leymeriella trollei n. sp.
(pl. 1, figs 1–5)

Holotype: MGUH15972, figured in pl. 1, fig. 1a–b belonging to the sample GGU270052A.

Type locality: East Peary Land (Fig. 2, loc. 5)

Material: Ca. 10 specimens, partly fragmentary, all from same locality and horizon. GGU270052A.

Description: All the specimens are somewhat crushed, but otherwise the preservation is good, including the nacreous shell. The holotype seems to be mature, having the complete, 200° long bodychamber preserved (pl. 1, fig. 1a–b). The diameter of this specimen is 42 mm and the diameter of the phragmocone ca 30 mm. The diameter of the phragmocone of other specimens varies from 16 to 25 mm. They may be juvenile as no signs of crowding of the last sutures have been recognized. The cross section of the whorls is compressed and slightly flattened ventrally, but cannot be described in detail because of crushing. The umbilical ratio is 26–29%. Ribbing can be recognized from a diameter of 4 mm. The ribs are prorsiradiate and strongly projected ventrally. They are usually single and extend to the umbilical edge or they bifurcate close to the umbilical edge in rare cases. They are sharp on the flanks, but grow broader and flatter ventrally. They usually form a ventral chevron of an acute shape proximally and a rounded shape distally. In certain cases, especially in early and middle growth stages, the ribs may be nearly completely flattened out ventrally, so that the venter tends to become smooth. The ribbing on the venter is more strongly developed on the internal mould than on the surface of the shell, as the nacreous layer tends to smooth out the sculpture. The presence of weak constrictions, best developed on mature bodychambers, gives the ribbing a slightly irregular appearance. The suture lines are not very incised. The external saddle is broad and bifid and the first lateral lobe has a rather symmetrical trifid shape.

Discussion: The specimens show fairly close affinity to early *Leymeriella* forms *(Proleymeriella* BREISTROFFER, 1947), but also show characters which connect them with the next evolutionary stage of the *Leymeriella* group.

The early stages of the *Leymeriella* stock are only known from Northern Germany, first and foremost described in the classical work by BRINKMANN (1937) and later by KEMPER (1975) and KEMPER & ZIMMERLE (1978). BRINKMANN showed that the earliest representative, *L. schrammeni*, evolved from the desmoceratid *Callizoniceras* and he described two diverging lineages evolving from that species: the *L. tardefurcata* lineage and the *L. acuticostata – L. regularis* lineage. BREISTROFFER (1947) established a subgenus, *Proleymeriella,* for *L. schrammeni* and other early representatives, later treated

as a separate genus by CASEY (1957). Later investigations seem to show that every gradation between the two lineages occurs, both in early and later stages of evolution (KEMPER, 1975; CASEY, 1957).

On the basis of the presence of constrictions, rare occurrences of bifurcating ribs, chevrons on the venter and absence of tardefurcate splitting of the ribs on the flanks, the specimens here described are believed to belong to early representatives of the *Leymeriella* stock, related to, but not identical with *L. ("Proleymeriella") schrammeni.* The weakness of the constrictions, rare occurrence of bifurcating ribs and slightly flattened venter in early growth stages indicate that the specimens are well on the way to the next evolutionary step, e. g. as represented in part by *L. acuticostata* BRINKMANN. It should further be stressed that the umbilical ratio of the specimens here described is slightly smaller than that of *L. (P.) schrammeni* (type 31%), but considerably smaller than in *L. acuticostata* (neotype 37%). The assemblage is thus best regarded as a new species. A fragment of a *Proleymeriella* sp., described by NAGY (1970) from Svalbard, differs from the collection described here by common occurrence of ribs bifurcating on the inner third of the flanks.

Anadesmoceras sp.
(pl. 3, fig. 2)

Material: One fragment in *Arcthoplites* concretion GGU270052B.

Locality: East Peary Land (Fig. 2, loc. 5).

Description: The only specimen consists of an incomplete bodychamber and parts of the phragmocone. The diameter at last suture is 112 mm. The shell is rather scaphitoid and the whorls compressed, having the maximum width at the umbilical edge, from where the flat flanks converge towards the narrowly arched venter. The surface is smooth except for very obscure ribs on the flanks and faint constrictions.

Discussion: The fragment shows some similarity to the later *Cleoniceras discor* SAVELIEV, 1973 (p. 113, pl. 8, fig. 1; pl. 17, figs 3, 4) from Mangyschlak both in size and cross-section, but this latter species is more involute and more ornamented than the Greenland specimen.

Freboldiceras praesingulare n. sp.
(pl. 1, figs 6–15)

?1967 *Freboldiceras singulare* IMLAY; NAGY, p. 48, pl. 6, fig. 3; text-fig. 11c.

Holotype: MGUH15982, figured in pl. 1, figs 11a–b. belonging to the sample GGU270052A.

Type locality: East Peary Land (Fig. 2, loc. 5).

Material: Ca. 20 specimens, partly fragmentary, all from same locality and horizon. GGU270052A.

Description: All the specimens are somewhat crushed. The largest specimen, with most of the bodychamber preserved, is 73 mm in diameter, while the diameter of the phragmocone is 52 mm. The diameter of the phragmocones varies from 22 to 52 mm and bodychambers seem to attain a length of about half a whorl. No crowding of the last suture lines has been seen and it is therefore assumed that the assemblage represents different growth stages, although sexual dimorphism may not be completely excluded. The best preserved specimens show a compressed shape with slightly rounded flanks and with the maximum thickness close to the umbilical edge, an evenly rounded venter, a shallow umbilicus and a high expansion rate. The umbilical ratio is about 21–27%, but must be considered slightly higher in uncrushed specimens.

The mother-of-pearl of the shell is preserved, revealing fine preservation of shell sculpture. The ornamentation consists of striae, ribs and rare constrictions. The striae are fine and flexuous, bending slightly forward ventrally. The ribs are usually single and most strongly developed at the umbilical shoulder and on the outer part of the flanks. However, the ribs are highly variable in strength, shape, distance and distribution on the shell. On the inner whorls very faint ribs may be discernible at the umbilical edge and on the inner flanks from a diameter of 6 mm, but some specimens stay nearly smooth to a diameter of about 20 mm. As mentioned above, the ribs are usually single, but in rare cases they bifurcate on the outer part of the flanks. In some specimens the ribs are strongly swollen at the umbilical shoulder. The ribbing is prominent to a diameter of about 40 mm. Fragments of larger bodychambers are smooth except for the fine striation. Rare constrictions may be seen both on early whorls and on otherwise smooth bodychambers.

The suture lines are simple with a broad, shallowly incised slightly asymmetrical first lateral lobe and a small highly asymmetrical second lateral lobe.

Discussion: Some of the specimens are rather similar to *Freboldiceras singulare* IMLAY, 1959, from Alaska, as described by IMLAY (1959, p. 182, pl. 30, figs 1–7), IMLAY (1960, p. 102, pl. 14, figs 8–17) and JONES in JONES & GRANTZ (1967, p. 37, pl. 7, figs 1–25). Furthermore, suture lines are very close. However, taking the full spectrum of variation into account, the specimens from Greenland usually differ from the species from Alaska by lacking short secondary ribs, the very rare occurrence of bifurcating ribs, and the apparently more compressed shape. According to JONES (1967) *F. singulare* from Alaska includes further transitional forms between *F. singulare* and *Arcthoplites talkeetnanus,* not met with in the material here described. JONES (1967) considered that the genera *Freboldiceras* IMLAY and *Arcthoplites* SPATH, together with *Grantziceras* IMLAY, were derived from a common ancestor. The three genera seem to occur together in Alaska.

The *Freboldiceras* described here (dated to the early part of the *L. tardefurcata* Zone on the basis of occurrence together with *Leymeriella trollei* n. sp.) is believed to be slightly earlier than the Alaskan *F. singulare* (dating discussed p. 14), and the genus *Freboldiceras* may thus have evolved slightly earlier from a desmoceratid ancestor than *Arcthoplites* and may possibly have given rise to that genus.

A few poorly preserved specimens from Svalbard referred to *Freboldiceras singulare* by NAGY (1970), may belong to the species described here, as they also are indicated as lacking secondary ribs.

Arcthoplites jachromensis (NIKITIN, 1888)
(Pl. 2, figs 1–10; pl. 3, fig. 1)

1888 *Hoplites jachromensis* NIKITIN, p. 57, pl. 4, figs 1–5, 7.
1925 *Arcthoplites jachromensis* (NIKITIN); SPATH, p. 76.
?1953 *Arcthoplites* sp. cf. *jachromensis* (NIKITIN); DONOVAN, p. 117, pl. 25, figs 3, 4, text-fig. 12.
?1964 *Arcthoplites* aff. *jachromensis* (NIKITIN); JELETZKY, p. 78, figs 1A-D.
1970 *Arcthoplites jachromensis* (NIKITIN); NAGY, p. 51, pl. 8, fig. 1.

Material: A profusion of specimens in a few large concretions. GGU270052B.

Locality: East Peary Land (fig. 2, loc. 5).

Description: The presence of a large number of specimens in the same concretion provides a good opportunity of observing the variability of what must have been a contemporaneous assemblage. Most specimens are slightly crushed, but are otherwise extremely well preserved, including the nacreous shell. The diameter of the largest specimen is 135 mm, the diameter at the last suture of this specimen is 115 mm and the length of the incomplete body chamber 270°. Except for that specimen, which seems to be mature, the material contains growth-stages of all sizes, the smallest one measuring 15 mm in diameter at the last suture. The umbilical ratio shows a wide variation – from 21 to 34 %.

The whorl section is evenly rounded to a diameter of 15 mm, and from that stage becomes subquadrangular until an even rounded form returns in mature bodychambers. The umbilical slope is gently inclined and the maximum width is close to the umbilical edge. The ratio between whorl width and whorl height varies from 1.0 to 0.8.

Ribbing begins at a diameter of about 10 mm. The early ribs are rather weak and flexuous but become gradually more straight, although they continue to develop a slight forward bend ventrally. They vary somewhat in strength and sharpness, but otherwise show a very persistent pattern with marked, distant primaries bifurcating high on the flanks or with single ribs intercalated. The ribs are well developed ventrally and they persist to the peristome.

The suture line shows a wide, only shallowly incised first lateral saddle, a fairly complex, slightly asymmetrical first lateral lobe, which is somewhat deeper than the ventral lobe, a second lateral saddle with deep phylloid incisions and a strongly asymmetrical second lateral lobe.

Discussion: Some of the species here discussed closely match the type of *A. jachromensis* figured by NIKITIN in pl. 4, figs 1–2. SAVELIEV (1973) has referred (with some doubt) other specimens figured by NIKITIN to new species which he established on the basis of collections from the *L. tardefurcata* Zone of Mangyschlak (*A. nikitini* SAVELIEV [NIKITIN, pl. 4, figs 3, 4, 6]; *A. meridionalis* SAVELIEV [NIKITIN, pl. 4, fig 7]). These specimens tend to be slightly coarser-ribbed than specimens from Greenland and are all from other localities than the type. Close knowledge of the stratigraphy is necessary to justify this splitting. The *Arcthoplites* fauna from Mangyschlak described by SAVELIEV seems primarily to differ from *A. jachromensis* in a smoother ribbing pattern.

All other *Arcthoplites* from Alaska, Canada and Svalbard (e. g. *A. belli* (McLEARN), *A. talkeetnanus* (IMLAY), *A. birkenmajeri* NAGY) tend to show relations to *Freboldiceras* in ribbing pattern, e. g. by weakening of the ribbing on venter and bodychamber. Some uncertainty still remains over the delimitation of the two genera.

Middle Albian hoplitids
(pl. 3, figs 3–4)

Material: Two fragments collected by Greenarctic Consortium and placed at our disposal by Dr. BRIAN JONES, Department of Geology, University of Alberta.

Locality: Eastern part of Kilen, Kronprins Christian Land. Exact locality unknown.

Description: One of the specimens (pl. 3, fig. 4) consists of a crushed fragment of *Anahoplites*, the sculpture of which shows some similarity to *A. daviesi ornata* SPATH (1924, pl. 14, figs 5c–d). The other fragment may be a gastroplitid. It consists of only an outer mould of the flank and umbilicus, shown as a cast in pl. 3, fig. 3.

ACKNOWLEDGEMENT

The results described in this paper are based on field work carried out in connection with a mapping programme of North Greenland undertaken by the Geological Survey of Greenland (GGU), in which one of the authors (E. H.) took part in 1978 and 1980. We express our sincere thanks to NIELS HENRIKSEN for the organization of the expeditions and to CLAUS HEINBERG and FLEMMING ROLLE, who collected important parts of the material here described. We are grateful to Dr. BRIAN JONES, Edmonton and Dr. ULRICH MAYR, Calgary who made available the hoplitids kept in the Geological Department, University of Alberta, and to Dr. E. KEMPER, Hannover, Dr. H. G. OWEN, London and Dr. D. L. JONES, La Jolla, California for helpful advice on some of the ammonites. We thank also R. G. BROMLEY, K. NIELSEN, J. AAGAARD, H. EGELUND, E. NORDMANN and I. NYEGAARD for help in the preparation of text and illustrations.

This paper is published with the approval of the Director of the Geological Survey of Greenland.

REFERENCES

BATTEN, D. J. (in press): Palynology of shales associated with the Kap Washington Group volcanics, North Greenland. – Rapp. Grønlands geol. Unders., **108**; Copenhagen.

— — & BROWN, P. E., DAWES, P. R., HIGGINS, A. K., KOCH, B. E., PARSONS, I. & SOPER, N. J. (1981): Peralkaline volcanicity on the Eurasia Basin margin. – Nature, **294** (5837): 150–152.

BODYLEVSKY, V. I. (1960): New descriptions of ancient plants and invertebrates of the USSR. – Vses. Nauchno-Issled. Geol. Inst. pt. II: 172–175 (In Russian).

— — (1902): Materialien zur Kenntniss der untercretacischen Ammonitenfauna von Central- und Nord-Rußland. – Mém. Com. Géol. St. Pétersb. Nouv. Sér., **2**: 1–161; St. Pétersbourg. (In Russian with German summary).

BREISTROFFER, M. (1947): Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. – Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble, **26**: 17–104; Grenoble.

BRIDEAUX, W. W. & FISHER, M. J. (1976): Upper Jurassic – Lower Cretaceous dinoflagellate assemblages from Arctic Canada. – Geol. Surv. Can. Bull., **259**: 1–53; Ottawa.

BRINKMANN, R. (1937): Biostratigraphie des Leymeriellen-stammes nebst Bemerkungen zur Paläogeographie des norddeutschen Alb. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **16**: 1–18; Hamburg.

BROWN, P. E. & PARSONS, I. (1981): The Kap Washington Group volcanics. – Rapp. Grønlands geol. Unders., **106**: 65–68; Copenhagen.

CASEY, R. (1957): The Cretaceous ammonite genus *Leymeriella* with a systematic account of its British occurrences. – Palaeontology, **1**: 29–59; London.

— — (1973): The ammonite succession at the Jurassic – Cretaceous boundary in eastern England. – In: CASEY, R. & RAWSON, P. F. (eds): The Boreal Lower Cretaceous. – Geol. J. Spec. Iss., **5**: 193–266; Liverpool.

— — (1978): A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. – Palaeontogr. Soc.; part **8**: 583–632; London.

— — & MESEZHNIKOV, M. S. & SHULGINA, N. J. (1977): Correlation of the boundary deposits of the Jurassic and Cretaceous of England, Russian Platform, the Sub-Polar Urals and Siberia. – Akademia Nauk SSSR, ser. Geol. 1977, 7: 14–33. (In Russian).

CHRISTIE, R. L. (1979): The Franklinian Geosyncline in the Canadian Arctic and its relationship to Svalbard. – Norsk Polarinstitutt, Skrifter, **167**: 263–314; Oslo.

CROXTON, C. A., DAWES, P. R., SOPER, N. J. & THOMSEN, E. (1980): An occurrence of Tertiary shales from the Harder Fjord Fault, North Greenland fold belt, Peary Land. – Rapp. Grønlands geol. Unders., **101**: 61–64; Copenhagen.

DAWES, P. R. (1976): Precambrian to Tertiary of northern Greenland. In: ESCHER, A. & WATT, W. S. (eds): Geology of Greenland: 248–303; Copenhagen.

— — & PEEL, J. S. (1981): The northern margin of Greenland from Baffin Bay to the Greenland Sea. – In: NAIRN, A. E. M., CHURKIN, M. jr., & STEHLI, F. G. (eds): The Ocean Basins and Margins, **5** (The Arctic Ocean): 201–364; Plenum Press, New York-London.

— — & SOPER, N. J. (1979): Structural and stratigraphic framework of the North Greenland fold belt in Johannes V. Jensen Land, Peary Land. – Rapp. Grønlands geol. Unders., **93**: 1–40; Copenhagen.

DONOVAN, D. T. (1953): The Jurassic and Cretaceous stratigraphy and palaeontology of Traill Ø, East Greenland. – Meddr Grønland, **111** (4): 1–150; Copenhagen.

— — (1957): The Jurassic and Cretaceous systems in East Greenland. – Meddr Grønland, **155** (4): 1–214; Copenhagen.

HIGGINS, A. K., FRIDERICHSEN, J. D. & SOPER, N. J. (1981): The North Greenland fold belt between central Johannes V. Jensen Land and eastern Nansen Land. – Rapp. Grønlands geol. Unders., **106**: 35–45; Copenhagen.

HÅKANSSON, E. (1979): Carboniferous to Tertiary development of the Wandel Sea Basin, eastern North Greenland. – Rapp. Grønlands geol. Unders., **88**: 73–83; Copenhagen.

— — & BIRKELUND, T., PIASECKI, S. & ZAKHAROV, V. (1981a): Jurassic – Cretaceous boundary strata of the extreme arctic (Peary Land, North Greenland). – Bull. geol. Soc. Denmark, **30**: 11–42; Copenhagen.

— — &, HEINBERG, C. & STEMMERIK, L. (1981b): The Wandel Sea Basin from Holm Land to Lockwood Ø, eastern North Greenland. – Rapp. Grønlands geol. Unders., **106**: 47–63; Copenhagen.

— — & KONNERUP-MADSEN, J., PIASECKI, S. & THOMSEN, E. (in prep.): A late thermal event in the Wandel Sea Basin, eastern North Greenland.

— — & PEDERSEN, S. A. S. (in press): Late Paleozoic to Tertiary tectonic evolution of the continental margin in North Greenland. – Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **8**; Calgary.

IMLAY, R. W. (1959): New genera of Early Cretaceous (Albian) ammonites from Alaska. – Jour. Paleontology, **33** (1): 179–185; Tulsa.

— — (1960): Early Cretaceous (Albian) ammonites from the Chitina Valley and Talkeetna Mountains, Alaska. – U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, **354-D**: 87–114; Washington.

JACOB, C. (1907): Etude sur quelques ammonites du Crétacé moyen. – Mém. Soc. Géol. France, **15** (38): 1–64; Paris.

JELETZKY, J. A. (1964): Lower Cretaceous marine index fossils of the sedimentary basins of western and Arctic Canada. – Geol. Surv. Can. Paper, **64–11**: 1–100; Ottawa.

— — & STELCK, C. R. (1981): *Pachygrycia*, a new *Sonneratia* – like ammonite from the Lower Cretaceous (earliest Albian?) of Northern Canada. – Geol. Surv Can. Paper, **80–20**: 1–25; Ottawa.

JONES, D. L. & GRANTZ, A. (1967): Cretaceous ammonites from the lower part of the Matanuska Formation southern Alaska. – U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, **547**: 1–49; Washington.

KELLOGG, H. E. (1975): Tertiary stratigraphy and tectonism in Svalbard and Continental Drift. – Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **59** (3): 465–485; Tulsa.

KEMPER, E. (1975): Die Cephalopoden aus dem Unter-Alb (Zone der *Leymeriella tardefurcata*) von Altwarmbüchen. – Ber. Naturhist. Ges., **119**: 87–111; Hannover.

— — (1977): Biostratigraphy of the Valanginian in Sverdrup Basin, district of Franklin. – Geol. Surv. Can. Paper, **76–32**: 1–6; Ottawa.

— — (1982): Über Kalt- und Warmzeiten der Unterkreide. – 2. Symposium Kreide München, Abstr. p. 42; München.

— — & JELETZKY, J. A. (1979): New stratigraphically and phylogenetically important olcostephanid (Ammonitida) taxa from the uppermost Lower and Upper Valanginian of Sverdrup Basin, N. W. T. – Geol. Surv. Can. Paper, **79–19**: 1–25; Ottawa.

— — & SCHMITZ, H. H. (1981): Glendonite – Indikatoren des polarmarinen Ablagerungsmilieus. – Geol. Rundschau, **70** (2): 759–773; Stuttgart.

— — & ZIMMERLE, W. (1978): Der Grenz-Tuff Apt/Alb von Vöhrum. – Geol. Jb., **A45**: 125–143; Hannover.

KENNEDY, W. J., HANCOCK, J. M. & CHRISTENSEN, W. K. (1981): Albian and Cenomanian ammonites from the island of Bornholm (Denmark). – Bull. geol. Soc. Denmark, **29**: 203–244; Copenhagen.

LARSEN, O. (in press): The age of the Kap Washington Group volcanics, North Greenland. – Bull. geol. Soc. Denmark; Copenhagen.

— — DAWES, P. R. & SOPER, N. J. (1978): Rb/Sr age of the Kap Washington Group, Peary Land, North Greenland, and its geotectonic implications. – Rapp. Grønlands geol. Unders., **90**: 115–119; Copenhagen.

LOWELL, J. D. (1972): Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. Geol. Soc. Am. Bull. **83**: 3091–3102; Tulsa.

MCINTYRE, D. J. & BRIDEAUX, W. W. (1980): Valanginian miospore and microplankton assemblages from the northern Richardson Mountains, district of Mackenzie, Canada. – Geol. Surv. Can. Bull. **320**: 1–57; Ottawa.

NAGY, J. (1970): Ammonite faunas and stratigraphy of Lower Cretaceous (Albian) rocks in southern Spitsbergen. – Norsk Polarinstitutt Skrifter, **152:** 1–58; Oslo.

NIKITIN, S. (1888): Les vestiges de la période Crétacée dans la Russie centrale. – Mém. Com. Géol. St. Pétersb., **5** (2): 1–205; St. Pétersbourg. (In Russian with French summary).

OWEN, H. G. (1973): Ammonite faunal provinces in the Middle and Upper Albian and their palaeogeographical significance. In: CASEY, R. & RAWSON, P. F. (eds): The Boreal Lower Cretaceous. – Geol. Jour. Spec. Iss., **5:** 145–154; Liverpool.

— — (1979): Ammonite zonal stratigraphy in the Albian of North Germany and its setting in the hoplitinid faunal province. – In: WIEDMANN, J. (ed.): Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, **6:** 563–588; Stuttgart.

PAVLOV, A. P. (1914): Les Cephalopodes du Jura et du Crétacé inférieur de la Sibérie septentrionale. – Mém. Acad. Imp. Sci. St. Pétersb., 8 ser. Cl. Phys.-Math., **21** (4); St. Pétersbourg. (In Russian).

PIASECKI, S. (1980): Middle to Late Jurassic dinoflagellate stratigraphy from Milne Land and Jameson Land (East Greenland) correlated with ammonite stratigraphy. – Unpublished thesis, Copenhagen University; Copenhagen.

ROLLE, F. (1981): Hydrocarbon source rock sampling in Peary Land 1980. – Rapp. Grønlands geol. Unders., **106:** 99–103; Copenhagen.

SAVELIEV, A. A. (1973): Stratigraphy and ammonites of the Lower Albian of Mangyschlak. – Trud. Vses. Neft. N.-Issl. Geol. Inst., **323:** 1–338; Leningrad.

SEYED-EMANI, K. (1980): *Leymeriella* (Ammonoidea) aus dem unteren Alb von Zentraliran. – Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol., **20:** 17–27; München.

SOPER, N. J., DAWES, P. R. & HIGGINS, A. K. (1982): Cretaceous-Tertiary magmatic and tectonic events in North Greenland and the history of adjacent ocean basins. – In: DAWES, P. R. & KERR, J. W. (eds): Nares Strait and the drift of Greenland: a conflict in plate tectonics. – Meddr Grønland, geosci., **8:** 205–220; Copenhagen.

SPATH, L. F. (1923–1930): A monograph of the Ammonoidea of the Gault. – Palaeontogr. Soc. **1:** 1–311; London.

STEEL, R. J., DALLAND, A., KALGRAFF, K. & LARSEN, V. (1981): The central Tertiary basin of Spitsbergen: Sedimentary development of a sheared-margin basin. – In: KERR, J. W., FERGUSSON, A. J. & MACHAN, L. C. (eds): Geology of the North Atlantic Borderlands. – Can. Soc. Petr. Geol. Mem., **7:** 647–664; Calgary.

TALWANI, M. & ELDHOLM, O. (1977): Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. – Bull. geol. Soc. Amer., **88:** 969–999; Boulder.

TROELSEN, J. (1950): Geology. – In: WINTHER, P. C. et al.: A preliminary account of the Danish Peary Land Expedition, 1948–9, Arctic, **3:** 6–8.

VOGT, P. R., TAYLOR, P. T., KOVACS, L. C. & JOHNSON, G. L. (1979): Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Ocean. – Jour. Geophys. Res., **84,** B3: 1071–1089.

WOLLEMANN, A. (1903): Die Fauna des mittleren Gaults von Algermissen. – Jb. preuss. geol. Landesanst., **24,** 1903: 22–42; Berlin.

Plate 1

All figures natural size, arrows mark last suture. Specimens marked MGUH kept in Geological Museum of the University of Copenhagen and specimens marked UA kept in Geological Department of the University of Alberta, Edmonton.

Figs 1–5. *Leymeriella trollei* n. sp. All from Sample GGU270052A.
Fig. 1. Holotype, MGUH15972. Complete adult.
Fig. 2. MGUH15973. Bodychamber incomplete.
Fig. 3. MGUH15974. Presumably juvenile.
Fig. 4. MGUH15975. Presumably juvenile, bodychamber incomplete.
Fig. 5. MGUH15976. Presumably juvenile, bodychamber incomplete.

Figs 6–15. *Freboldiceras praesingulare* n. sp. All from sample GGU270052A.
Fig. 6. MGUH15977. Juvenile? specimen, bodychamber incomplete.
Fig. 7. MGUH15978. Juvenile? specimen, bodychamber incomplete.
Fig. 8. MGUH15979. Juvenile? specimen, bodychamber nearly complete.
Fig. 9. MGUH15980. Juvenile? specimen, bodychamber apparently complete.
Fig. 10. MGUH15981. Juvenile? specimen, bodychamber nearly complete.
Fig. 11. Holotype. MGUH15982. Juvenile? specimen, bodychamber nearly complete.
Fig. 12. MGUH15983. Fragment of adult? bodychamber.
Fig. 13. MGUH15984. Fragment of adult? bodychamber.
Fig. 14. MGUH15985. Fragment of adult? bodychamber.
Fig. 15. MGUH15986. Juvenile? specimen, bodychamber nearly complete.

Fig. 16. *Polyptychites middendorffi* PAVLOV, 1914. Sample GGU216118. MGUH15987. Incomplete phragmocone.

Figs 17–18. *Astieriptychites* sp. Sample GGU216117.
Fig. 17. MGUH15988. Fragment of bodychamber. Cast of external mould.
Fig. 18. MGUH15989. Fragment of bodychamber. Cast of external mould.

Fig. 19. *Polyptychites michalskii* BOGOSLOVSKY, 1902 [m]. Sample GGU216118. MGUH15990.


1a
1b
2
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6
7a
7b
8
9
10
11a
11b
12
13
14
15
16a
16b
17
18
19a
19b

Plate 2

Figs 1–10. *Arcthoplites jachromensis* (NIKITIN, 1888).
All from the same concretion, sample GGU270052B.
Fig. 1. MGUH15991. Juvenile specimen with incomplete bodychamber.
Fig. 2. MGUH15992. Juvenile specimen with incomplete bodychamber.
Fig. 3. MGUH15993. Juvenile specimen with incomplete bodychamber.
Fig. 4. MGUH15994. Juvenile specimen with incomplete bodychamber.
Fig. 5. MGUH15995. Incomplete phragmocone.
Fig. 6. MGUH15996. Incomplete phragmocone.
Fig. 7. MGUH15997. Incomplete phragmocone.
Fig. 8. MGUH15998. Juvenile specimen with incomplete bodychamber.
Fig. 9. MGUH15999. Juvenile specimen with incomplete bodychamber.
Fig. 10. MGUH16000. Incomplete phragmocone.


1a
1b
2
3
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7
8a
8b
9a
9b
10a
10b

Plate 3

Fig. 1 *Arcthoplites jachromensis* (NIKITIN, 1888).
Sample GGU270052B. MGUH16001. Nearly complete adult.

Fig. 2. *Anadesmoceras* sp. Sample GGU270052B. MGUH16002.
Incomplete bodychamber.

Fig. 3. Gastroplitid. Cast of external mould. UA7027.

Fig. 4. *Anahoplites* cf. *A. daviesi ornata* SPATH, 1924.
Fragment of phragmocone. UA7028.


1
2a
2b
3
4a
4b



Zitteliana	10	27-41	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

The stratigraphy and sedimentation of the Turonian-Campanian in the Southern Province of England

By

RORY N. MORTIMORE*)

With 5 text figures and 2 tables

ABSTRACT

A new lithostratigraphic and revised biostratigraphic scheme for the White Chalk of the Southern Province of England is proposed, introducing a Sussex White Chalk Formation with six Members, the Caburn, Lewes, Seaford, Newhaven, Whitecliff and Portsdown Chalks, based on stratotype sections in East Sussex and the Isle of Wight.

Isopachyte and lithofacies data indicate that the Turonian-Campanian Chalk was deposited in a complex basin with an axial trough surrounded by shelves and containing many local periclinal shaped swells across which condensation occured. Consequently ideal type sections for stratigraphic purposes are limited. As far as possible the thickest and most complete sections have been chosen as stratotypes but many anomalies occur; these are discussed.

KURZFASSUNG

Eine neue lithostratigraphische Gliederung und ein revidiertes biostratigraphisches Schema für den White Chalk der Süd-Provinz Englands wird vorgeschlagen. Es wird eine Sussex White Chalk Formation eingeführt mit 6 Unterteilungen: Caburn, Lewes, Seaford, Newhaven, Whitecliff und Portsdown Chalk Member, deren Stratotyp-Profile in East Sussex und auf der Isle of Wight liegen.

Isopache Rekonstruktionen und lithofazielle Analysen zeigen, daß die Turon-Campan-Kreide in einem differenzierten Becken mit einem axialen Trog abgelagert wurde, umgeben von Schelfgebieten. Dieses Becken enthielt viele lokale kuppige Schwellen, auf denen Kondensation stattfand. Deshalb sind gute komplette Profile für stratigraphische Zonierungen begrenzt. Die komplettesten und mächtigsten Profile wurden als Stratotyp-Profile ausgewählt, obwohl Anomalien auftreten, die hier diskutiert werden.

TABLE OF CONTENTS

*) R. N. MORTIMORE, Geotechnical Section, Department of Civil Engineering, Brighton Polytechnic, Brighton, England.

I. INTRODUCTION

Upper Cretaceous stratigraphy in the Southern Province of England (Figure 1) has altered little since publication of the Cretaceous Memoir by JUKES-BROWNE & HILL (1903–4), (Table 1). Elsewhere, FLETCHER (1979; and see also FLETCHER & WOOD in WILSON & MANNING, 1978) and WOOD & SMITH (1978) have introduced new lithostratigraphies for the Upper Cretaceous in Northern Ireland and the Northern Province of England respectively. This paper complements that work with the introduction of a new lithostratigraphy (Table 2) for the Turonian-Campanian of the Southern Province of England. The biostratigraphy remains largely as introduced from France by HÉBERT (1874) and BARROIS (1876) with modifications by BRYDONE (1914) and GASTER (1924). It is suggested that a more refined use can be made of inoceramids, *Micraster* and *Echinocorys*.

The Southern Province (Figure 1) as understood here is both a biogeographic region as defined by STOKES (1975) and a tectofacies region (sensu KRUMBEIN & SLOSS, 1955) which is determined partly from the isopachyte orientations (Figure 3) and on lithostratigraphical evidence. The Northern Province (STOKES 1975; WOOD and SMITH 1978) is clearly defined in Yorkshire, Lincolnshire and northern Norfolk but grades both bio- and lithostratigraphically into a transitional region. This transitional region is not as well researched, and on present evidence provides difficulties in correlation between the Northern and Southern Provinces because both the lithologies and the faunas appear to be transitional. These difference are most apparent in the Coniacian and Santonian.

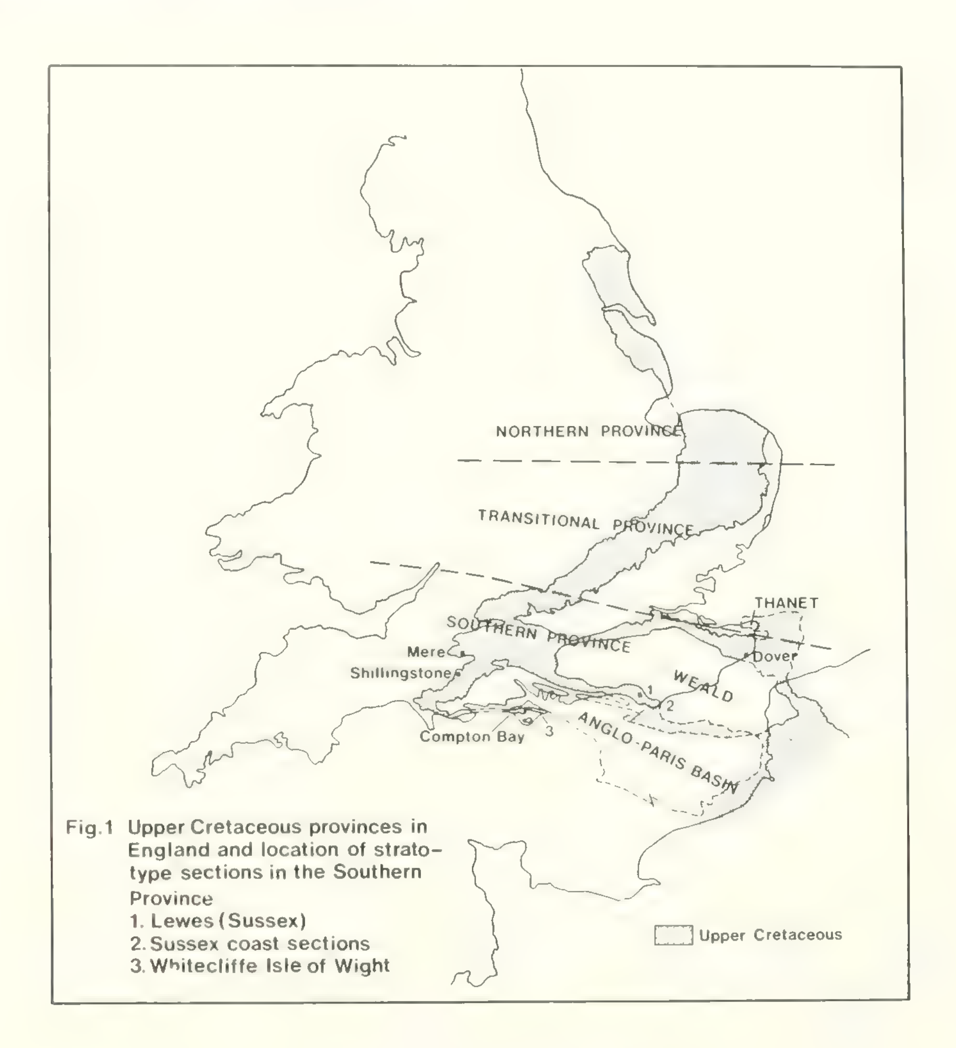


Fig.1 Upper Cretaceous provinces in England and location of stratotype sections in the Southern Province
1. Lewes (Sussex)
2. Sussex coast sections
3. Whitecliffe Isle of Wight

II. LITHOSTRATIGRAPHY

JUKES-BROWNE & HILL (1903–4) retained two lithostratigraphic sub-divisions for the Turonian-Campanian in England, the Middle and Upper Chalk, although the boundary between these implied formations was taken variously at either the base of the Chalk Rock (Figure 4a) or the first flints, or the base of the *Sternotaxis (Holaster) planus* Zone. Current re-mapping of the Chalk by the Institute of Geological Sciences has shown that, at least in Sussex, the boundary between these two formations is difficult to recognize in the field and therefore, un-mappable. Thus, the Middle and Upper Chalk have been "lumped" into one unit.

Column	Units (top to bottom)
TRADITIONAL STRATIGRAPHY (stages)	CAMPANIAN; SANTONIAN; CONIACIAN (SENONIAN); TURONIAN; CENOMANIAN; ALBIAN
TRADITIONAL STRATIGRAPHY (divisions)	UPPER (FLINTY) CHALK; MIDDLE CHALK; LOWER CHALK; UGS or GAULT
TRADITIONAL STRATIGRAPHY (marker beds)	TOP ROCK; CHALK ROCK; MELBOURN RK; PLENUS M; GREY CHALK; CHALK MARL; GL. MARL; UGS or GAULT
PHILLIPS 1818 DOVER	CHALK WITH MANY FLINTS (FEW ORGANIC REMAINS; INTERSPERSED FLINTS AND ABUNDANT ORGANIC REMAINS; FEW FLINTS); CHALK WITHOUT FLINTS (FEW ORGANIC REMAINS; STRATUM CONTAINING NUMEROUS THIN BEDS OF ORGANIC REMAINS); GREY CHALK
MANTELL 1822 SUSSEX	UPPER OR FLINTY CHALK; LOWER CHALK; GREY CHALK MARL; BLUE CHALK MARL
CALEB EVANS 1870 SURREY (CROYDON TO OXTED RAILWAY CUTTINGS)	CHALK WITH BANDS OF FLINTS (PURLEY BEDS; UPPER KENLEY BEDS; LOWER KENLEY BEDS); CHALK WITH BANDS OF MARL (WHITELEAF BEDS; UPPER MARDEN PARK BEDS); CHALK MARL & GREY CHALK (LOWER MARDEN PARK BEDS)
HÉBERT 1874 DOVER	BEDS h to n St. Margarets 28–33 Dover; BEDS a to g St. Margarets 23–27 Dover; GREY CK; CK MARL
BARROIS 1876 (England & Ireland) SUSSEX	CHALK WITH BELEMNITES; Zone a Marsupites; Zone a M. coranguinum; Zone a M. cortestudin; Zone à H. P.anus; Zone a T. gracilis; Zone a I. labiatus; Zone a B. Planus; Zone a Holaster subglobosus
BARROIS 1876 SUSSEX (French units)	CRAIE DE PORTSDOWN; Craie de Brighton; Craie de Birling Gap; Craie de Cuckmere; Ck Rock de Beachy Head; Marne de Ranscombe; Marne de Houghton; M de Holywell; Marne d' Eastbourne; Marne gl d'Eastbourne
PENNING & JUKES-BROWNE 1881 CAMBRIDGE	UPPER (FLINTY) CHALK; CK ROCK; MIDDLE CHALK; MEL ROCK; P MARLS; LOWER CHALK (GREY CHALK; CHALK ARL; Chloritic Marl)
JUKES-BROWNE & HILL 1903–4 S. ENGLAND	UPPER (FLINTY) CHALK; CK RO[illegible]K; MIDDLE CHALK; M ROCK; P M; LOWER CHALK (GREY CHALK; CHALK MARL; [illegible] M)
MORTIMORE 1982 FORMN.	SUSSEX WHITE CHALK FORMATION; LOWER CHALK
MORTIMORE 1982 MEMBER	PORTSDOWN CHALK; WHITECLIFF CK; NEWHAVEN CK; SEAFORD CK; LEWES CHALK; CABURN CHALK; P M; GREY CHALK; CHALK MARL
MORTIMORE 1982 BEDS	ALUM BAY B; FARLINGTON B; BEDHAMPTON B; WHITECLIFF B; SOMPTING B; CASTLE HILL B; BASTION STEPS B; MEECHING B; PEACEHAVEN B; OLD NORE B; SPLASH POINT B; SEAFORD HEAD B; CUCKMERE B; BELLE TOUT B; BEACHY HEAD B; LIGHT POINT B; BEEDING B; HOPE GAP B; [illegible] B; NAVIGATION B; LEWES B; KINGSTON B; [illegible] B; CABURN B; GLYNDE B; NEW PITS B; HOLYWELL B; MELBOURN ROCK

Table 1 EVOLUTION OF LITHOSTRATIGRAPHIC CONCEPTS IN THE CHALK OF SOUTHERN ENGLAND

It is proposed to replace this undifferentiated sequence with a Hedbergian lithostratigraphy, recognizing a Sussex White Chalk Formation with six members which are in turn subdivided into beds (Table 2). The sections around Lewes and on the coast between Eastbourne and Brighton in Sussex and the coast section at Whitecliff, Isle of Wight, are selected as stratotypes.

The Sussex White Chalk Formation is defined as all the chalk above the Plenus Marls i. e. starting at the base of the Middle Chalk sensu Jukes-Browne & Hill 1903–4 as preserved in the Southern Province up to the Tertiary erosion surface. This term follows Rowe's concept of the White Chalk in his study of the coast sections (Rowe 1900–1907). The highest preserved chalk in the Province is found on the Isle of Wight and in Dorset and falls within the lower part of the Upper Campanian.

On the basis of major lithological changes which nevertheless do not constitute mappable units, the Sussex White Chalk Formation is divided into six units of member status. These lithologies are sufficiently distinct to be recognized both in the field and in cores and geophysical logs of boreholes. The distinctive lithologies are:

1. Griotte texture (Tucker 1973) a term derived from the Pyrennean Devonian and Carboniferous griotte formations used to describe the marl plexus beds which contain augens of chalk surrounded by interlacing network of marl often with horsetails.

2. Nodular and hardground chalks which represent a series in sea floor lithification and burrowing (Bromley 1975), from indistinct, slightly red iron-stained lumpy chalks with no clear upper surface to well cemented hardgrounds with well defined upper surface which may be mineralised with glauconite and phosphate as well as iron.

3. Soft, featureless chalks, locally laminated, containing very few obvious sedimentary discontinuities but often containing distinctive seams of nodular or semicontinuous (tabu-

lar) flints. The laminae usually contain small lithoclasts derived from the chalk and small-scale slump folds and usually truncate burrow structures indicating a post sedimentary origin.

4. Discrete marls are distinct from either the griotte texture or the marly chalks which contain less than 80% carbonate, primarily on the basis of scale and structure. For example, marly chalks tend to be massive (i. e. 0.5–1.0 m thickness) while griotte marly layers may range from 0.03 m to 0.5 m in thickness but will comprise a heterogeneous plexus. Discrete marls, by contrast, range from 0.03 m to 0.3 m in thickness but on average are between 0.05–0.10 thick. The seam is

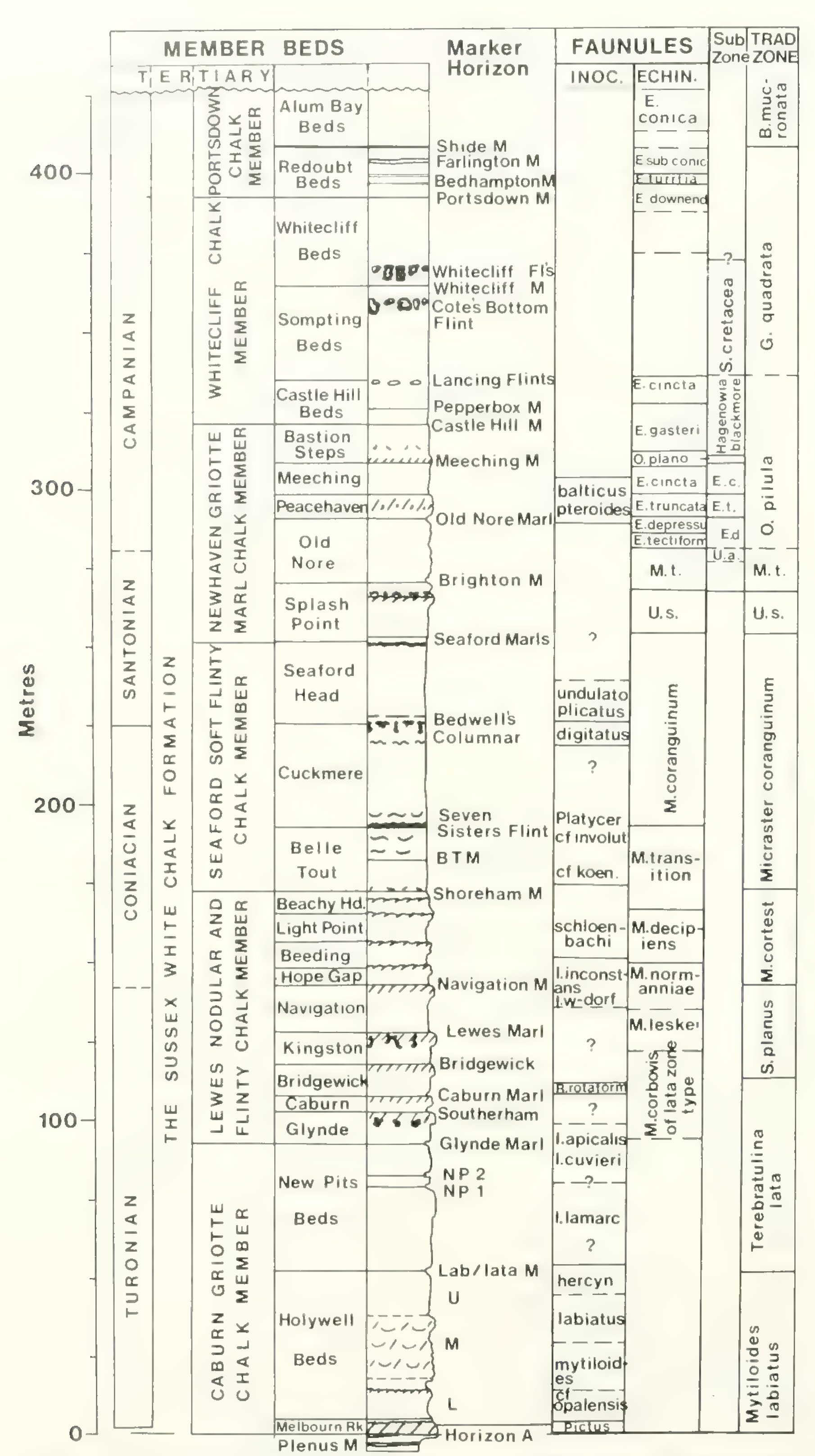


Table 2 Stratigraphy of the Sussex White Chalk Formation: Lewes and Whitecliffe stratotypes

much more homogeneous than the griotte marl, has a distinct base and a dark colour and may posess either a plastic or brittle texture. The homogeneous nature of these marl seams (closed seam of ROWE 1900) is maintained over thousands of square kilometres and provides an unmistakable signature on geophysical borehole logs (particularly electrical resistivity and natural gamma). In consequence these marls provide a convenient series of easily recognizable marker horizons within the succession which are used to delimit the boundaries between many of the members and beds.

Six members are recognized as follows:

1. The Caburn Chalk Member; type locality Mount Caburn, Lewes, Sussex; basal marker, base of the Melbourn Rock (see JEFFERIES 1963 Plate 2 P. 7, Holywell coast section Eastbourne [boundary stratotype]). The whole member comprises predominantly griotte chalks both of a nodular type e. g. Melbourn Rock and Middle Holywell Beds, and a more massive soft chalk type in the remainder of the sequence. Discrete marl seams particularly characterise the upper part of the sequence beginning with the Malling Street Marls at the boundary between the conventional *Mytiloides labiatus* and *Terebratulina lata* Zones and the lower marl which is also the boundary between the Holywell and New Pits Beds.

2. The Lewes Chalk Member; type locality Lewes, Sussex, basal marker the surface beneath the Glynde Marl at Caburn Pit, Lewes (boundary stratotype). Well developed beds of nodular chalk enter above the Glynde Marl and recur in belts separated by softer sometimes griotte chalks. Discrete marls are present in the lower half of the member and the first regular flint seams enter in the Glynde Beds in association with the first nodular chalks.

The boundary between the Caburn and Lewes Chalk so defined does not equate with the boundary between the Middle and Upper Chalk used by the Geological Survey in the south coast counties of England (JUKES-BROWNE & HILL 1903–4) but falls considerably below it (Table 1). Both the Chalk Rock and the Top Rock (Figure 4a and b), however defined stratigraphically, fall within the Lewes Chalk. These two marker units represent varying degrees of condensation resulting in complex amalgamation of nodular chalks to mature hardgrounds. Various horizons have been identified as the Chalk Rock or Top Rock sensu lato (HILL 1886). These various levels are indicated in Figure 4a and b. The Chalk Rock sensu stricto (i. e. WHITAKER 1861; HILL 1886) has been investigated by BROMLEY & GALE (in press). The bed names proposed for the subdivision of the Lewes Chalk are intended to replace the ambiguous terms Chalk Rock and Top Rock particularly in the region of the Chalk Rock sensu lato.

Bänderkreide texture, a term derived from the Maastrichtian Chalk of north-west Germany (VOIGT & HÄNTSCHEL, 1956) to describe discrete millimetre-thick lenses of whispy dark clay and silt grade marl occurs at two distinct levels in the Lewes Member. The lower horizon occurs everywhere between the Lewes Hardground and the Navigation Marl (Figure 4a) and the upper horizon between the various hardgrounds and nodular beds comprising the Beachy Head Beds. This streaky marl structure has been referred to the trace fossil *Zoophycos* and this identification has now been confirmed for the first time in the Sussex White Chalk (R. G. BROMLEY and A. EKDALE, personal communication).

3. The Seaford Chalk Member; type locality Seaford Head, Sussex; basal marker lower Shoreham Marl Seam at Seaford Head (boundary stratotype). Seaford chalk is typical of the featureless lithology but containing numerous laminae at Seaford Head and also containing several prominent flint seams of which the Seven Sisters Flint is the most conspicuous.

4. Newhaven Chalk Member; type localities Seaford Head and Newhaven, Sussex; basal marker the Seaford Marl at Sea-

Table 2: Note that the column showing faunules shows levels of abundance and not total ranges.

Key: Shide M = Marl
BTM = Belle Tout Marl;
NP 2 = New Pits Marl No. 2;

Inoceramids:

hercyn = *hercynicus;*
lamarc = *lamarcki;*
I. w. dorf = *waltersdorfensis;*
cf koen. = *koeneni;*
M. transition = group of Micrasterids as yet not formally identified transitional between *M. decipiens* and *M. coranquinum* with affinities to *M. intermedius;*

U. s = *Uintacrinus socialis;*
M. t = *Marsupites testudinarius;*
E. tectiform = *Echinocorys scutata* var: *tectiformis;*
E. depressu = *Echinocorys scutata* var: *depressula;*
O. plano = *Offaster planatus (planoconvexus);*
E. downend = *Echinocorys* of particular shape found in the higher Whitecliff Chalk (see also Fig. 4 d E. s. type 6) found at Downend Quarry, Portsdown and not yet formally identified.

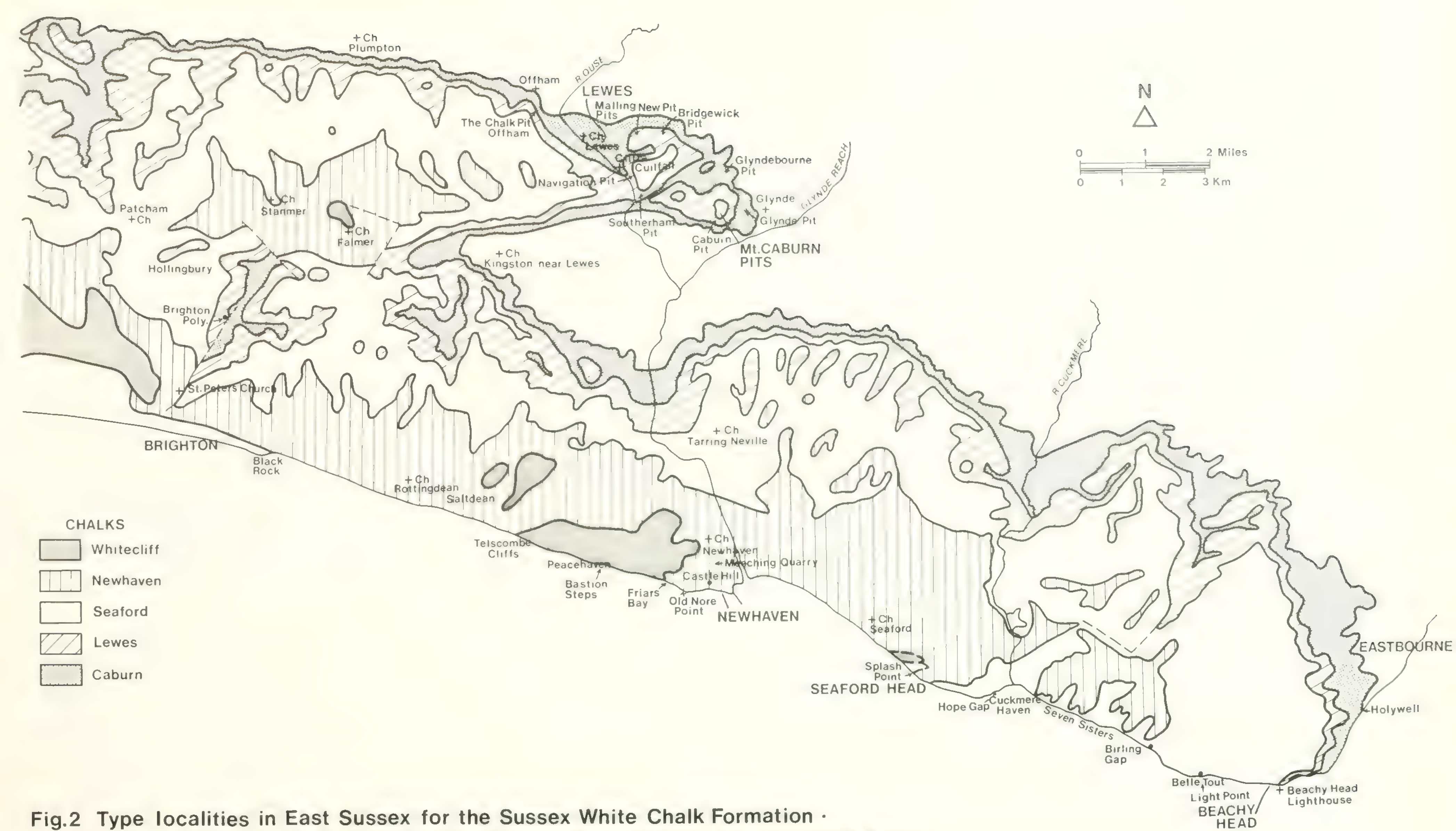


Fig.2 Type localities in East Sussex for the Sussex White Chalk Formation · Outcrop of members is modified from Gaster's zonal maps (Gaster 1939 & 1951)

ford Head (boundary stratotype). The Newhaven Chalk sees the return of griotte marl lithologies but in chalk of greater purity than the Caburn Member and with greater intervals between the griotte marl layers. Of particular interest are some of the discrete marl seams particularly the Brighton Marl in the *Marsupites testudinarius* Zone and the Old Nore Marl (Figure 4c). Marl in this part of the sequence is restricted to Wessex and Sussex and is better developed in the central part of the trough around Salisbury and Winchester, where for example the Pepperbox Marls appear but are absent in East Sussex at Newhaven. Consequently the upper limit of marl in the sequence is stratigraphically variable but within limited bounds.

5. Whitecliff Chalk Member; type locality Whitecliff, Isle of Wight; basal marker the upper Castle Hill Marl; Castle Hill, Newhaven and Whitecliff, Isle of Wight (boundary stratotypes). As stated above the upper limit of marl seams around the junction between the Newhaven and Whitecliff Chalk varies between Sussex and Wessex but the Castle Hill Marls remain, everywhere, a major and easily recognizable marker and are therefore chosen as the boundary between these members. With the exception of the Castle Hill Beds, a distinctive flinty unit at the base of the member, in which marl seams such as the Pepperbox Marls are developed in the western part of the region, the Whitecliff Chalk is devoid of good marl seams. The member contains flint seams throughout but at certain levels columnar or paramoudra potstone flint horizons (sensu BROMLEY et al. 1975) are present and these are laterally persistent (see Figure 4d). Paramoudras in association with levels of pelletal phosphate enrichment are a feature of the higher part of the member.

6. The Portsdown Member; type localities Portsdown (Bedhampton and Farlington) Hants and Whitecliff, Isle of Wight; basal marker, the Portsdown Marl at Whitecliff (boundary stratotype). Griotte marl seams return in the Portsdown Member and as in the Newhaven Chalk many of the seams are paired (e. g. BRYDONE 1914). The upper limit of this member is not defined although in the Scratchells Bay section the return of marl-free chalk can be recognized.

These six members are subdivided into beds (see Table 2) but the delimiting marker horizons for all bed divisions are defined elsewhere (Mortimore in preparation).

III. BIOSTRATIGRAPHY

An internationally agreed scheme for the boundaries and subdivisons of the Coniacian to Campanian is still not resolved. Critical ammonites and belemnites are either absent or not preserved in sufficient numbers in the chalk facies of the Southern Province of England to contribute to such a discussion. However inoceramid, echinoid and brachiopod assemblages are abundant at many levels, and the first two groups potentially allow a more refined subdivision then the traditional zonal scheme suggests (Table 2). Some of the critical taxa also occur in the Paris Basin Chalk associated with ammonites notably in the Craie de Villedieu and, therefore, a preliminary statement or their position in the southern English Chalk is considered to be of value.

Ranges of the key marker species, both macro-fossils and foraminifera are shown in BAILEY et al. 1982 against the lithostratigraphical framework defined here. It is hoped that at a later stage modifications to the zonal structure of the Sussex White Chalk can be made based on *Micraster* (DRUMMOND in preparation). From BAILEY et al. Figures 2 and 3, it will be seen that an inoceramid zonation is implicit in the Coniacian and Santonian. Inoceramids are also of particular use in subdivision of the Turonian (Table 2).

IV. SEDIMENTATION IN THE SUSSEX TROUGH AND IN ITS MARGINS

Isopachyte data (Figures 3a–d) indicates that the Southern Province Upper Cretaceous was deposited in a broad basin which had an axial trough running close to the northern margin of the South Downs of East Sussex and through Winchester and Salisbury to the west. Maximum fluctuation in thickness throughout the Upper Cretaceous is concentrated in East Sussex.

Isopachyte maps (Figure 3) demonstrate that areas of shoaling are present around the western and northern margins of the basin, (Mid-Dorset Swell and the Berkshire-Chilterns Shelf, Figure 3). Local thinning across periclinal-shaped structures is also apparent from the isopachyte data. Many more of these structures probably exist on both the shelves and in the main basin of deposition. The Wessex part of the Lower Chalk isopachytes (Figure 3a) follow those of DRUMMOND (1970) who defined the Wessex Shelf and Mid-Dorset Swell. The Berkshire-Chilterns Shelf is a region of general thinning but also clearly contains swell-like structures (Figure 3c).

Lithofacies variation is clearly controlled by both the gross basin structure of the region (Figure 3a–d) and the local periclinal axes (e. g. Brighton Dome, Figure 5a). Shelves and local swells tend to be the sites of sediment attenuation and the concomittant development of nodular chalks and mature hardgrounds. Some marker beds such as marl and flint seams may have been eroded, or in fact never deposited, across such structures as the Brighton Dome. Coarser, calcarenitic chalks are frequently found in the cuvettes associated with local structures, or as in the case of the Kingston Beds, infill the main axis of the trough (BRYDONE's Twyford Down facies, Figure 3c, GRIFFITHS & BRYDONE, 1911 p. 13–14). This facies is now best seen in the upper Kingston Beds in Bridgewick Quarry near Lewes.

Fig. 3a Lower Chalk Isopachytes (Metres): Wessex data from Drummond 1970

Area of a condensed M. labiatus zone and well developed Melbourn Rock

Area of a condensed T. lata zone

Intermediate area

Fig. 3b Caburn Chalk Isopachytes Low and Mid Turonian (Metres)

Area of typical Chalk Rock (Burghclere Facies of Brydone 1911)

Area of Twyford Down Facies (Brydone 1911)

Intermediate area

Localities with 'spurious' Chalk Rocks

• Control point

Fig. 3c High Turonian Isopachytes (Metres)

Area of typical Top Rock (Chatwin and Withers 1908 Hope Gap to Light Point Hardgrounds)

Southern Top Rock (Navigation Hardgrounds)

• Control point

Fig. 3d Upper Lewes Chalk Isopachytes (metres) Low and Mid Ccniacian

V. STRATIGRAPHIC ANOMALIES

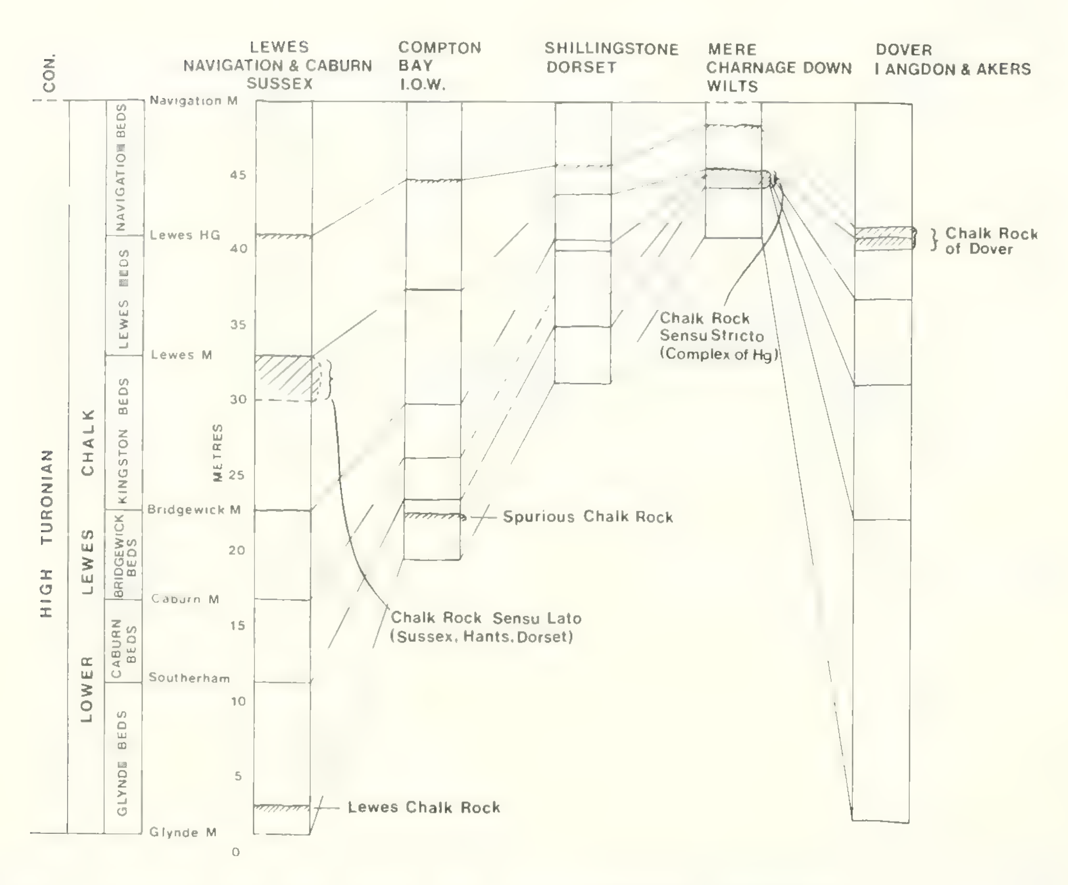


Fig. 4a Variation in the Lower Lewes Chalk in the Southern Province · England
The various horizons of Chalk Rock are only shown on the sections where they were named by previous authors

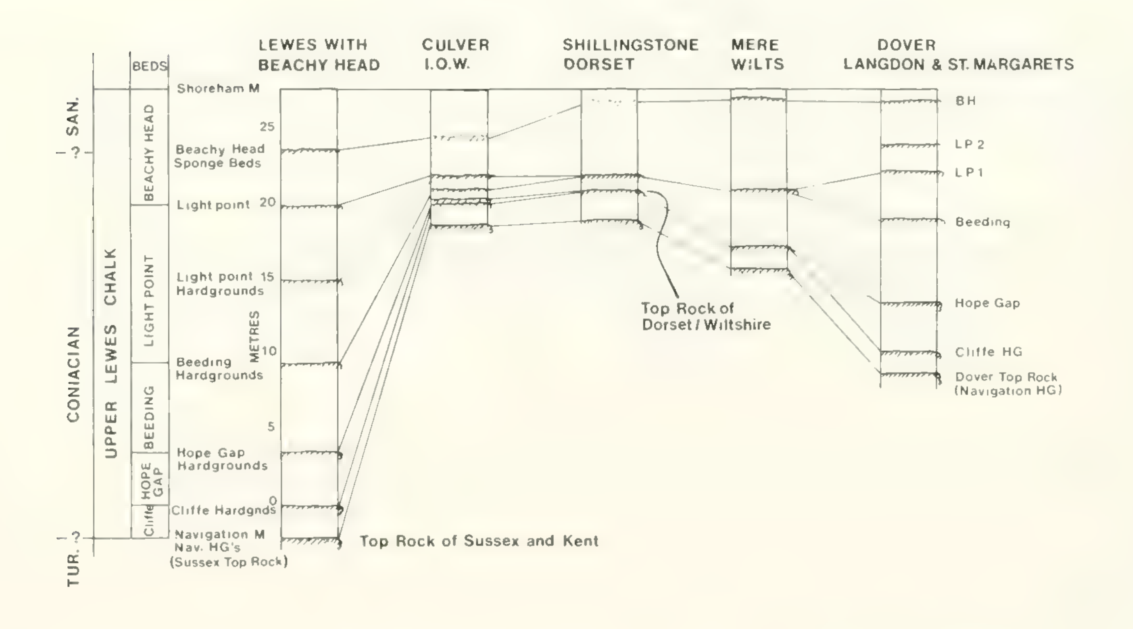


Fig. 4b Variation in the Upper Lewes Chalk in the Southern Province · England, showing the many have been taken as top rock replaced by the bed names proposed here

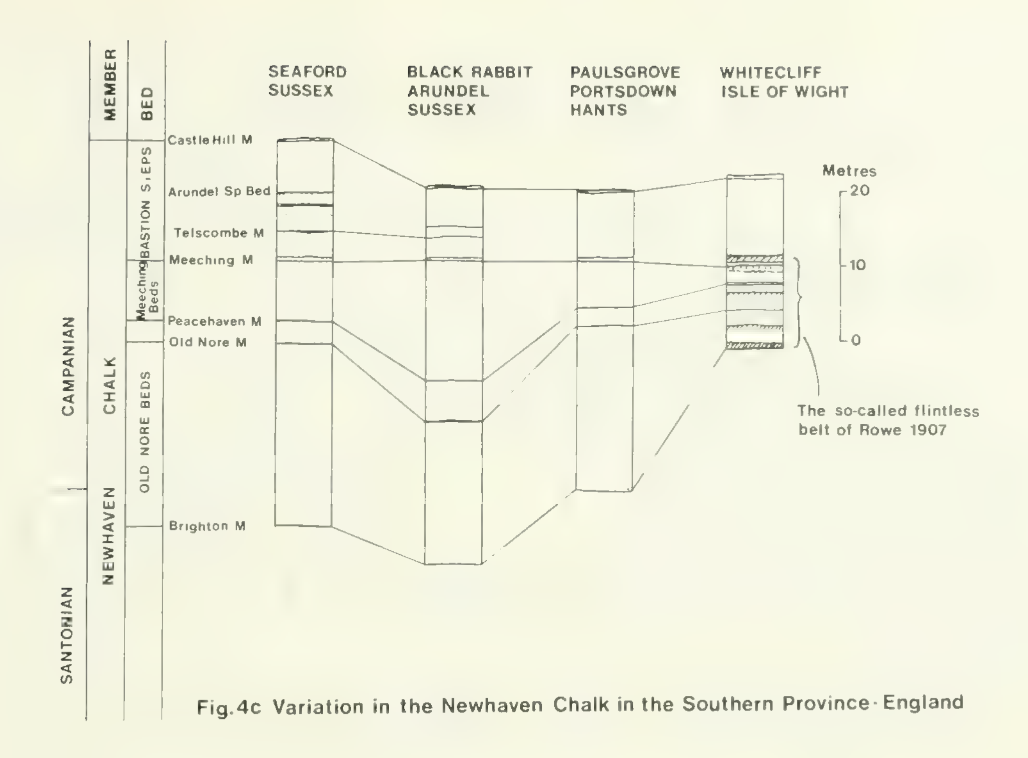


Fig.4c Variation in the Newhaven Chalk in the Southern Province England

As a result of the variation in thickness and lithofacies indicated in Figure 3, it might be expected that correlation of litho- and biostratigraphic marker beds would encounter difficulties. It is clear from Figure 4a–d, however, that some marker beds not only cross all the structures of the basin but also occur on an interbasinal scale from southern England to the North Sea and possibly beyond. A good example of a persistent horizon is given by the Glynde Marl (Figure 4a) which survives the attenuation occuring in the high Turonian between Lewes and Mere and through the Chiltern Hills and continues into the Northern Province.

On the other hand, marl seams such as the Southerham, Caburn, Bridgewick and Lewes Marls gradually disappear westwards in the sequences of West Dorset (Shillingstone), Mere and in the Chilterns. These Marls then reappear northwards in thicker sequences in the transitional and Northern Provinces. Even in the more expanded sections such as Dover, the Lewes Marl has been cut out in the development of the "Dover Chalk Rock" (Figure 4a; Hill 1886).[1] At Lewes the Navigation Marls are cut out at Offham Chalk Pits 1.5 km west of the type locality, whilst southwards the Lewes and Navigation Beds condense from 17 m to 8 m with the resultant loss of most flint seams and many nodular beds. Such a condensed sequence is well exposed in Shoreham Cement Works.

Extreme attenuation has reduced the Lewes Chalk from 80 m at Lewes to 20 m at Mere and in the Chilterns area to some 8–10 m. This process of attenuation was not confined to the Turonian-Coniacian sequence but also affected the Campanian Newhaven and Whitecliff Chalks. Part of the Newhaven Chalk is reduced from 50 m in East Sussex to 20 m at Whitecliff, Isle of Wight while the Whitecliff Chalk is reduced from 115 m at Whitecliff to 35 m at Downend (Portsdown) (Figure 4c and d). Altough not shown on the diagram, (Figure 4d), the Whitecliff Chalk in Sussex must have attained a thickness considerably greater than is found on the Isle of Wight based on the evidence from the scatter of quarries in the Worthing District.

Not only are many anomalies in thickness of preserved sediment evident in the region but in some cases displacement of sediment has occured. On the swell around Brighton, the Brighton Dome, (Figure 5a), synsedimentary sliding of blocks of sediment downslope can be demonstrated. This sliding has produced distinctive sedimentary-tectonic structures, particularly flint shard horizons (the roller beds, Figure 5a). At other localities, such as Downend (Gale 1980) on Portsdown, the condensed sediments are involved in a complex set of structures which are here interpreted as progressively developed downslope slides which ultimately broke away and produced slump folding and displaced bedding (Figure 5b). Both the Brighton and Portsdown structures probably reflect periods of seismic activity which generated sediment instability. These seismic events possible relate to movement in deep-seated horst structures such as those indicated by Lake 1975 linking the Pevensey blocks to the Arlington Axis.

As a result of these sedimentary processes selection of a type section for the stratigraphy of the Province becomes critical. The thickest and most continuously exposed sections around Lewes and the Isle of Wight provide the chance of studying the most complete stratigraphy against which lateral variation can be tested.

As an example, it is clear that around Lewes the critical Turonian-Coniacian boundary sequence is more than twice as thick as anywhere else in the province and contains well pre-

[1]) Note terms such as "Dover Chalk Rock" or "Top Rock" are intended to indicate horizons referred to by previous authors and are in no way intended to be verification of a stratigraphic terminology. It is intended that such terms should be replaced by the lithostratigraphy defined in this paper.

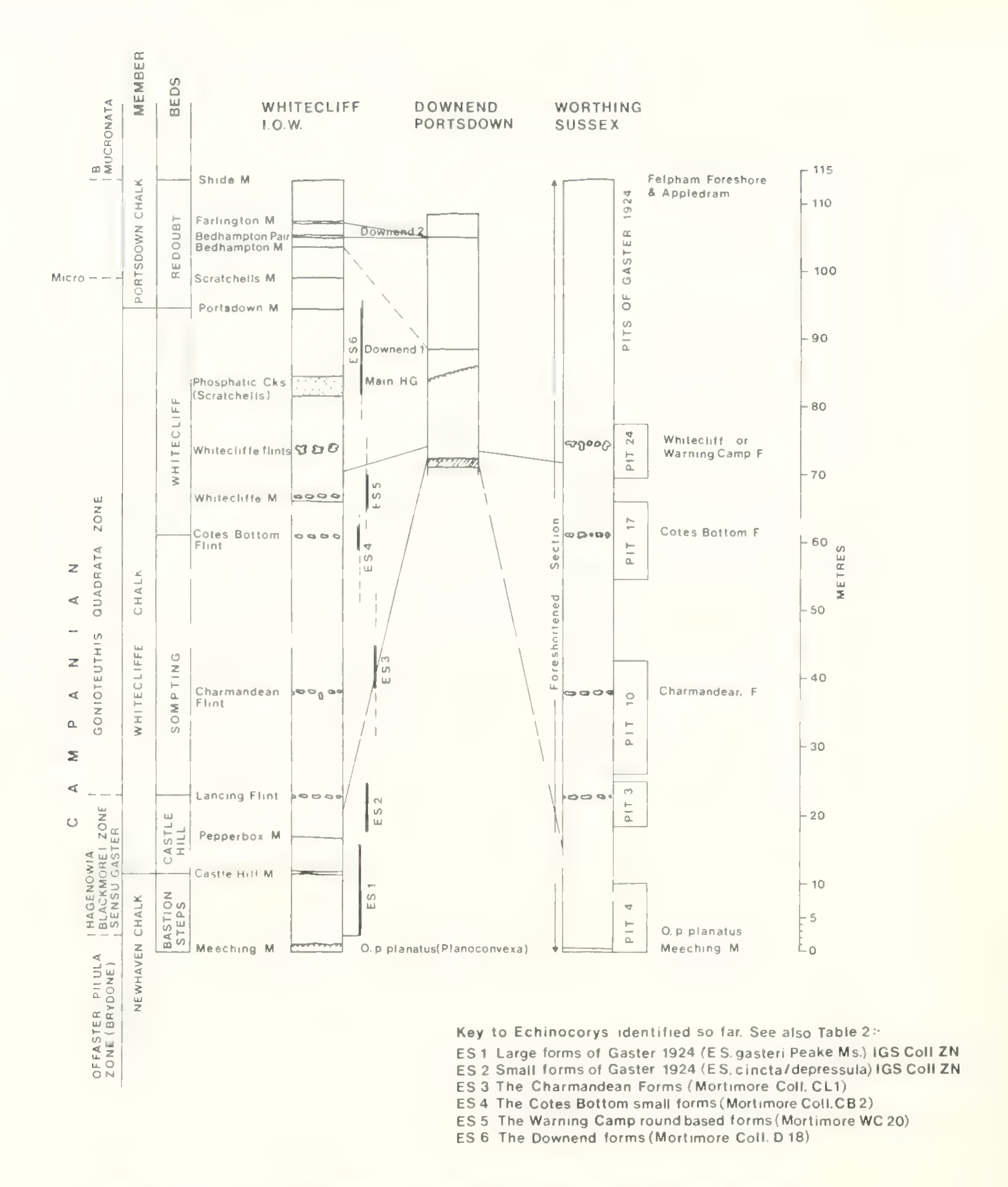


Fig.4d Variation in the Whitecliff Chalk in the Southern Province · England

served echinoid and inoceramid taxa either not preserved or poorly preserved elsewhere in the Province but which are an important part of the stratigraphy in Germany and the Paris Basin. These taxa include *Micraster praecursor* (pars: sensu Rowe 1899) *M. normanniae* (Bucaille) and *M. corbovis* (Forbes).

The inoceramids are dominated by *Mytiloides striatoconcentricus* (Gümbel) s. l. and mytiloid forms of the *I. waltersdorfensis* Andert complex (see also Bailey et al. 1982).

In highly condensed sequences, for example in parts of Dorset, Berkshire and the Chilterns, critical ammonites and other fossils are found occasionally but it has in the past proved difficult to relate individual horizons such as hardgrounds to other more complete stratigraphic sequences.

Other differences within the region are particularly well illustrated by the Turonian (Figure 3b) showing the *M. labiatus* Zone condensed throughout the North Downs associated with an expanded *T. lata* Zone. A reverse situation is found in Wessex and it is only in the intermediate area where both zones are expanded and of the same order of thickness that a satisfactory study of their stratigraphies can be carried out.

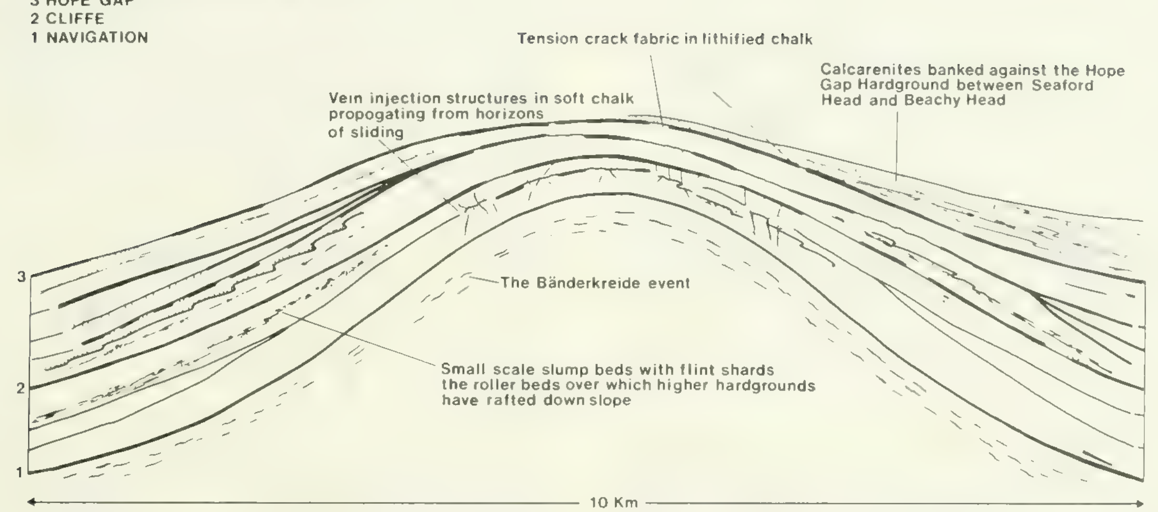


Fig.5a Diagrammatic representation of sedimentary events across the Brighton Dome during Micraster normanniae times (low Coniacian)

NE

M 27

Old quarry unusual dips picked out by flints

Oldest beds punched through the main hardground in the centre of the quarry

Rafts of hardgrounds displaced across anticline

Pull-apart with contemporaneous hardening along fracture surfaces

Broken rafted and overturned main hardground

Box folds, slumping across anticline

SW

Minor diastem

Cryoturbation

Parallel bedded flints in beds overlying the slide complex

M2

M1

150 m

Marls (M1, M2)

Shale bed ~50 m

Stratigraphy
Succession of hardgrounds

8
7 HARDGROUND WITH OVERLYING MARL
6
5
4 MAIN HARDGROUND
1-3 OLDEST BEDS

Fig.5b DOWNEND PORTSDOWN – A Sketch Block Diagram illustrating the more important field relations Complex zone, apparent compression interpreted as slumping resultant upon a much larger scale slide inducing under-tow and local diapirism

VI. CONCLUSIONS

A Sussex trough bordered by areas of general thinning in Dorset and the Berkshire Chilterns region is identified as the major feature of the Upper Cretaceous of the Southern Province of England. Many local anomalies occur, such as projecting swells. As a result, stratigraphic hiati are present and it is only by studying the thickest stratigraphic sequences which occur around Lewes and on the coast of East Sussex, supplemented by the coast sections on the Isle of Wight that a complete stratigraphic picture can emerge.

The South Downs of Sussex are the focus of the maximum fluctuation in thickness in the region. The Wessex Basin of DRUMMOND (1967; 1970) is simply the head of a southeasterly plunging structure which had its main area of deposition in Sussex throughout most of the Upper Cretaceous. This is shown by the parallelism of the isopachyte pattern in the Lower Chalk and the Lewes Chalks (Figure 3).

Altough anomalies are present, nevertheless correlation of many of the major marker horizons and chalk members is possible over very long distances. Where attentuation has resulted in the loss of a marker bed, renewed expansion usually sees the reappearance of that bed. Many different levels have been called "Chalk Rock" or "Top Rock" (Figure 4a, b) as a result of spurious correlations. The new stratigraphy proposed replaces these terms with bed and member divisions.

It can frequently be demonstrated that some bedding planes follow marked erosion surfaces and, in many situations, the debris of mixed fossil assemblages scattered through a bed suggests current reworking, transportation and deposition. This clearly suggests that no one locality will necessarily contain every aspect of the stratigraphy of the region and that a "type section" will necessarily be a composite.

ACKNOWLEDGEMENTS

I am particularly grateful to my colleague Dr. Phillip Drummond for his continuous help and encouragement throughout the development of this research project which was funded by Brighton Polytechnic.

The final form of the stratigraphy proposed owes a great deal to discussions with members of the Institute of Geological Sciences, in particular to Ray Gallois, Bob Lake, Roy Shepard-Thorn, Brian Young and Chris Wood. Chris Wood has also been a continuous source of guidance with Chalk palaeontology. My family, Diana, Jamie, Sally and Tom have also proved invaluable field assistants. Richard Bromley, Chris Wood and Jake Hancock have provided constructive criticisms of drafts to this paper.

LITERATURE

BAILEY, H. W., GALE, A. S., MORTIMORE, R. N., SWIECICKI, A. and WOOD, C. J. (in press): The Coniacian-Maastrichtian Stages of the United Kingdom with particular reference to Southern England. – Newsletters on Stratigraphy.

BARROIS, C. (1876): Recherches sur le terrain Cretace Superieur de l'Angleterre et de l'Irlande. – Mem. Soc. Geol. Nord., 4–10; Lille.

BROMLEY, R. G. (1975): Trace fossils at Omission Surfaces. – In FREY, R. W. (Ed.): The Study of Trace Fossils, 399–427; New York (Springer).

— — & GALE, A. S. (in press): The Lithostratigraphy of the English Chalk Rock. – Cretaceous Research.

— — , SCHULZ, M. G. & PEAKE, N. B. (1975): Paramoudras: giant flints, long burrows and the early diagenesis of chalks. – K. dansk. Vidensk. Selsk. Geol. Skr., 20/10, 31 pp.

BRYDONE, R. M. (1912): The stratigraphy of the chalk of Hants. – 8 vo., 116 pp., 3 pls., col. Map.; London (Dulau & Co.).

— — (1914): The Zone of *Offaster pilula* in the South English Chalk. – Geol. Mag., **51**, 359–369, 405–411; 449–457, 509–513.

CHATWIN, C. P. & WITHERS, T. H. (1908): The zones of the Chalk in the Thames Valley between Goring and Shiplake. – Proc. Geol. Ass., **20**, 390–419.

DIXON, F. (1850): The geology and Fossils of the Tertiary and Cretaceous Formations of Sussex; London, New Edition, 1878.

— — (1878, 2nd Edition): The geology of Sussex. – Edited by Prof. T. R. JONES, 4to Brighton. Geol. Map., 65 plates.

DRUMMOND, P. V. O. (1967): The Cenomanian Palaeogeography of Dorset and adjacent counties. – Ph. D. Thesis, Univ. London.

— — (1970): The Mid Dorset Swell. Evidence of Albian-Cenomanian movements in Wessex. – Proc. Geol. Ass., **81**, 679–714.

EVANS, C. (1870): On some sections of Chalk between Croydon and Oxtead. – Proc. Geol. Ass.; Lewes, 1870.

FLETCHER, T. P. (1979): The lithostratigraphy of Upper Chalk sediments in Northern Ireland. – Rep. Inst. Geol. Sci.

GALE, A. S. (1980): Penecontemporaneous folding, sedimentation and erosion in Campanian Chalk near Portsmouth, England. – Sedimentology, **27**, 137–151.

GASTER, C. T. A. (1924): The Chalk of the Worthing District, Sussex. – Proc. Geol. Assoc., **35**, 89–110.

— — (1939): The stratigraphy of the Chalk of Sussex. Part II. Eastern Area. Seaford to Cuckmere Valley and Eastbourne, with zonal map. – Proc. Geol. Ass., **50**, 510–526.

— — (1951): The stratigraphy of the Chalk of Sussex. Part IV. East Central Area – between the Valley of the Adur and Seaford, with zonal map. – Proc. Geol. Ass., **62**, 31–64.

GRIFFITHS, C. and BRYDONE, R. M. (1911): The Zones of the Chalk in Hants. – 8 vo., 3 pp., 4 pls.; London (Dulau & Co.).

HÉBERT, E. (1874): Comparison de la craie des cotes d'Angleterre avec celle de la France. – Bull. Soc. Geol. Fr., (3), **2**, 416.

— — (1875): Ondulations de la craie dans le Bassin de Paris. – Bull. Soc. Geol. Fr., **33**, 512–546.

HILL, W. W. (1886): On beds between the Upper and Lower Chalk of Dover and their comparison with the Middle Chalk of Cambridgeshire. – Quart. J. Geol. Soc., **42**, 232–248.

JEFFERIES, R. P. S. (1963): The Stratigraphy of the *Actinocamax plenus* Subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin. – Proc. Geol. Ass., **74**, 1–33.

JUKES-BROWNE, A. J. and HILL, W. (1903): The Cretaceous Rocks of Britain 2: The Lower and Middle Chalk of England. – Mem. Geol. Surv. U. K., 568 pp.

— — (1904): The Cretaceous Rocks of Britain 3: The Upper Chalk of England. – Mem. Geol. Surv., U. K., 566 pp.

KRUMBEIN, W. C. and SLOSS, L. L. (1951, 2nd Edition 1963): Stratigraphy and Sedimentation. – 660 pp.; San Francisco (W. H. Freeman and Co.).

LAKE, R. D. (1975): The structure of the Weald – a review. – Proc. Geol. Ass., **86**, 549–557.

MANTELL, G. A. (1822): The Fossils of the South Downs or Illustrations of the Geology of Sussex; London.

MORTIMORE, R. N. (1979): The Relationship of Stratigraphy and Tectofacies to the Physical Properties of the White Chalk of Sussex. – Ph. D. Thesis, Brighton Polytechnic.

RAWSON, P. F., CURRY, D., DILLEY, F. C., HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J., NEALE, J. W., WOOD, C. J. and WORSSAM, B. C. (1978): A correlation of the Cretaceous Rocks in the British Isles. – Geol. Soc. London. Spec. Rep. **9**, 70 pp.; London.

ROWE, A. W. (1899): An analysis of the genus *Micraster*, as determined by rigorous zonal collecting from the Zone of *Rhynchonella cuvieri* to that of *Micraster coranguinum*. – Quart. J. Geol. Soc., **55**, 494.

— — (1900): The Zones of the White Chalk of the English Coast, Part I, Kent and Sussex. – Proc. Geol. Ass., **16**, 289–368.

— — (1901): The Zones of the White Chalk of the English Coast, Part II, Dorset. – Proc. Geol. Ass., **17**, 1–76.

— — (1907): The White Chalk of the English Coast, Part V, Isle of Wight. – Proc. Geol. Ass., **20**, 209–352.

STOKES, R. B. (1975): Royaumes et Provinces Fauniques du crétacé établis sur la base d'une étude systématique du genre *Micraster*. – Mém. du Muséum National D'Histoire Naturelle, XXXI, 94 pp., 12 Plates.

TUCKER, M. E. (1974): Sedimentology of Palaeozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany). – In: K. J. HSÜ and H. C. JENKYNS (Editors): Pelagic Sediments: on land and under the sea. – Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **I**, 71–92.

VOIGT, E. and HÄNTSZCHEL, W. (1956): Die grauen Bänder in der Schreibkreide Nordwestdeutschlands und ihre Deutung als Lebensspuren. Mitt. Geol. StInst. Hamb., **25**, 104–22; Hamburg.

WHITAKER, W. (1861): On the Chalk Rock the topmost bed of the Lower Chalk in Berkshire, Oxfordshire, Buckinghamshire, etc. Proc. Geol. Soc., **17**, 166–170.

WILSON, H. E. and MANNING, P. I. (1978): Geology of the Causeway Coast, 2 Vols. Mem. Geol. Surv. North. Irel., Sheet 7.

WOOD, C. J. and SMITH, E. G. (1978): Lithostratigraphical classification of the Chalk in North Yorkshire, Humberside and Lincolnshire. Proc. Yorks. Geol. Soc., **42**, 263–287.



Zitteliana	10	43–54	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Biostratigraphie der Kreide-Basisschichten am Haarstrang (SE-Westfalen) zwischen Unna und Möhnesee[1])

Von

MARTIN HISS*)

Mit 7 Abbildungen im Text

KURZFASSUNG

Die lithofaziell sehr stark wechselnden Cenoman-Schichten am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee werden aufgrund von Ammoniten- und Foraminiferen-Untersuchungen biostratigraphisch neu gegliedert. Die moderne Cenoman-Ammonitenstratigraphie für den borealen Faziesraum kann dabei zugrunde gelegt werden. Dadurch wird eine exakte Korrelation der hier untersuchten Cenoman-Schichten mit Vorkommen außerhalb Westfalens erstmals ermöglicht. Mittels Foraminiferen kann für das bearbeitete Gebiet eine Zonengliederung durchgeführt werden, diese wird mit Untersuchungen aus England und Belgien verglichen.

Der Beginn der Cenoman-Sedimentation erfolgt mit der Transgression über paläozoischen Untergrund im tieferen Untercenoman; nur im W (südwestlich Unna) beginnt die Schichtenfolge erst im oberen Untercenoman. Die Faziesgrenze zwischen der ,,Formation des Essener Grünsandes“ im unteren Teil des Cenomans und der darüber folgenden ,,Unteren Mergel-Kalk-Formation“ kann für den Ostteil des Gebietes an die Grenze Unter-/Mittelcenoman und für den Westteil in das Obercenoman festgelegt werden. Der diachrone Verlauf dieser lithologischen Grenze ist sowohl mit Ammoniten als auch Foraminiferen nachzuweisen. Der Grenzbereich zwischen Cenoman und Unterturon ist im gesamten Gebiet durch eine Schichtlücke gekennzeichnet.

ABSTRACT

Biostratigraphy of Cenomanian deposits in the Haarstrang Hills between Unna and Möhnesee has been revised, based on ammonites and foraminifers. Lithofacies characteristics of these deposits are very variable. The new subdivision is based on the modern ammonite biostratigraphy of the Boreal realm, which made possible, for the first time, to precisely correlate the deposits investigated with occurrences beyond Westfalia. Foraminifers enabled a zonal subdivision which is compared with the results obtained in Belgium and England.

Cretaceous deposition started transgressively over the Paleozoic basement in lower Early Cenomanian times; only in the west (SW of Unna) the sequence begins with the late Early Cenomanian. The facies boundary between the ,,Essen Greensand Formation“ of the Lower Cenomanian and the overlying ,,Lower Marl-Limestone Formation“ corresponds with the boundary Lower/Middle Cenomanian in the east, whereas in the west it is situated within the Upper Cenomanian. The diachronous extension of this lithologic boundary can be proved by both ammonites and foraminifers. The Cenomanian/Turonian boundary is characterized by a hiatus in the entire area investigated.

1. EINLEITUNG

Im Rahmen des internationalen Forschungsprogramms ,,Mid-Cretaceous-Events“ werden von der Arbeitsgruppe Münster die ,,Mittelkreide“-Transgressionssedimente (Alb bis Unterturon) Westfalens neu bearbeitet. In diesem Zusammenhang stehen stratigraphisch-fazielle Untersuchungen der Kreide-Basissedimente am heutigen Kreide-Südrand

[1]) Beitrag zum IUGS-major-Projekt Mid-Cretaceous-Events, nationale Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft. Beitrag Nr. 16 der Arbeitsgruppe Münster.

*) M. HISS, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, Postfach 1080, D-4150 Krefeld.

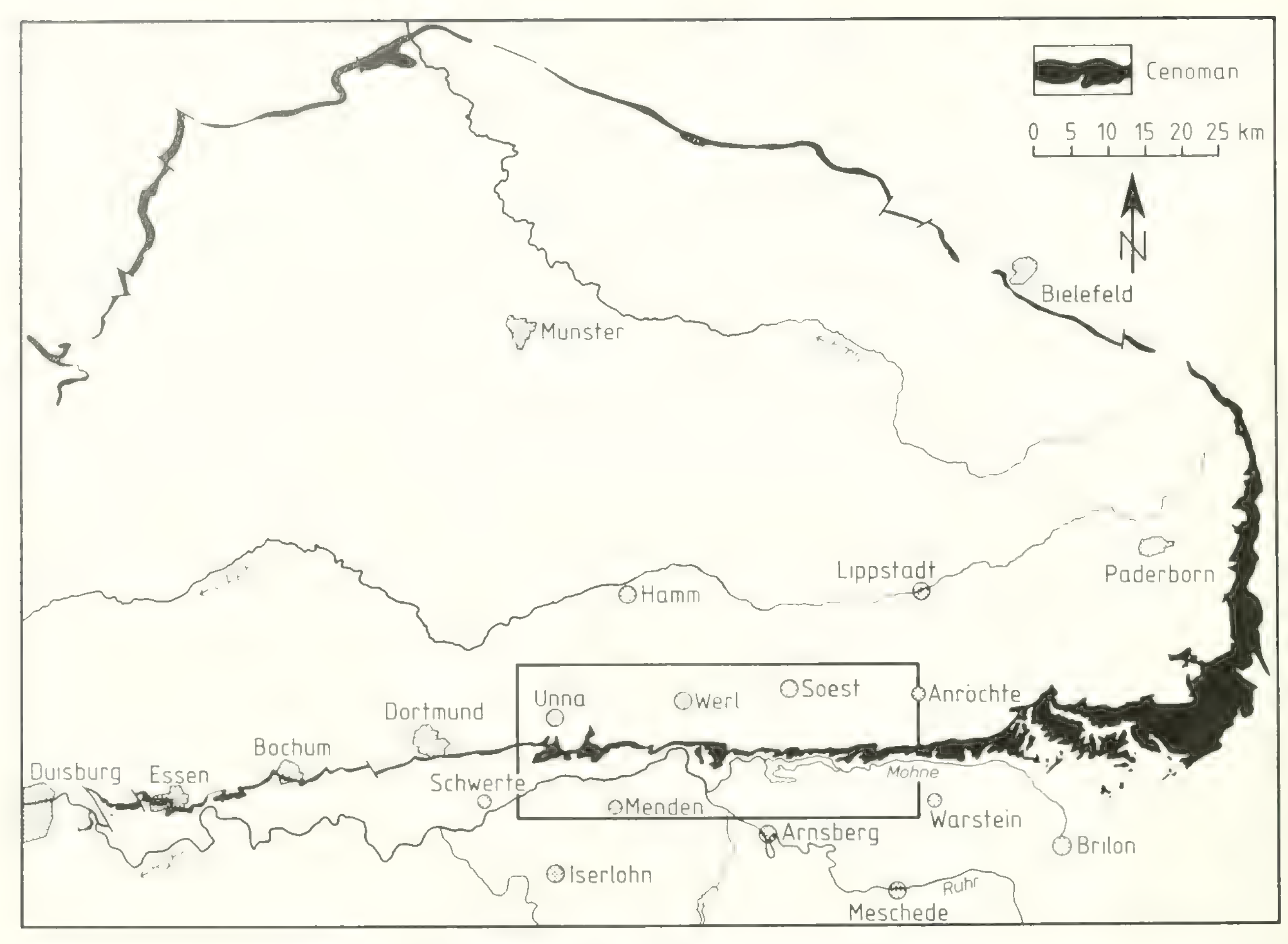


Abb. 1. Übersichtskarte mit Lage des untersuchten Gebietes am Südrand des Münsterländer Kreidebekkens. Verbreitung des Cenomans nach H. ARNOLD (1964b).

(Haarstrang) zwischen Unna und Möhnesee (M. HISS 1981). Die unmittelbar dem paläozoischen Untergrund auflagernden Kreide-Sedimente sind in diesem Gebiet (Abb. 1) in mehreren Steinbrüchen zugänglich und waren in den letzten Jahren in einigen kurzzeitigen Aufschlüssen sehr gut zu beobachten. Das Cenoman- und teilweise Unterturon-Alter dieser Sedimente ist seit langem bekannt, jedoch war bisher eine genaue biostratigraphische Gliederung nicht möglich, da stratigraphische Faunen-Bearbeitungen in der faziell häufig wechselnden Schichtenfolge weitgehend fehlten. Es konnte nun eine große Zahl von Ammoniten horizontiert aufgesammelt und beschrieben werden (M. HISS 1982a). Ferner wurde die Foraminiferenfauna stratigraphisch ausgewertet. Dadurch ergibt sich erstmals die Möglichkeit, die Kreide-Basissedimente am Haarstrang nach modernen Gesichtspunkten im Detail biostratigraphisch zu gliedern und mit Cenoman-Vorkommen außerhalb Westfalens zu korrelieren.

2. LITHOSTRATIGRAPHIE

Das Cenoman am Kreide-Südrand zwischen Unna und Möhnesee lagert diskordant dem gefalteten Paläozoikum auf. Das Normalprofil beginnt mit einem nur wenige Zentimeter mächtigen Basalkonglomerat. Es folgen eine zunächst überwiegend klastische Serie (Limonit-Sandstein-, Glaukonit-Sandstein-Horizont) und darüber glaukonitisch-karbonatische Sedimente (Glaukonit-Sandmergelstein-, Glaukonit-Sandkalkstein- und glaukonitischer Übergangshorizont). Diese basalen Schichten werden zusammen als ,,Formation des Essener Grünsandes" bezeichnet (M. HISS 1981). Die darauf lagernden Sedimente der ,,unteren Mergel-Kalk-Formation" beginnen mit kieseligen, hornsteinführenden Kalksteinen, setzen sich mit arenitischen Kalkmergelsteinen fort und werden zum Hangenden hin durch eine Kalkknollenbank abgeschlossen. Die darüber folgenden Mergelsteine (*labiatus*-Schichten) haben bereits unterturones Alter.

Abweichend vom Normalprofil treten lateral starke Faziesänderungen auf (Abb. 2). Diese werden durch eine ausgeprägte Oberflächenmorphologie des paläozoischen Untergrundes hervorgerufen. Auf Untergrunderhebungen (Klippen und Schwellen) ist die Schichtenfolge oft lückenhaft oder faziell abweichend (Klippensedimente) ausgebildet. Im Bereich von Senken ist das Cenoman – wie im Normalprofil beschrieben – in der Regel vollständig entwickelt.

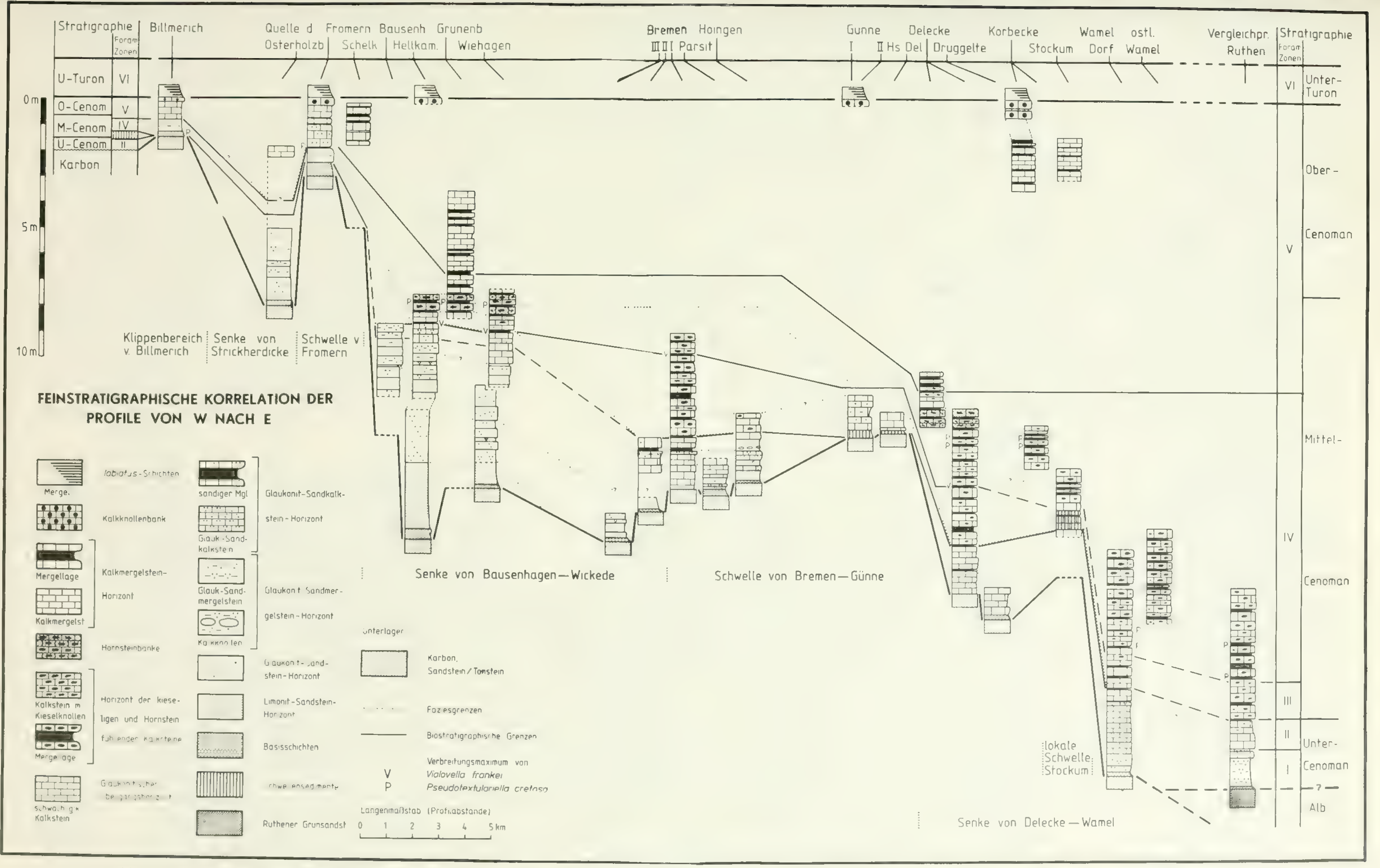


Abb. 2. Feinstratigraphische Korrelation der Cenoman-Profile am Haarstrang zwischen Unna und Mohnesee. Die Profile sind in bezug zur Cenoman-Gesamtmachtigkeit dargestellt.

Diesen lokalen und regionalen Faziesschwankungen ist eine generelle Faziesänderung übergeordnet. Im Raum Unna wird die Cenoman-Schichtenfolge vollständig durch die Formation des Essener Grünsandes vertreten. Nach E geht der Anteil dieser Formation auf Kosten der rein karbonatischen Sedimente (untere Mergel-Kalk-Formation) zurück. Neben der faunistischen Datierung einzelner lithostratigraphischer Einheiten ist daher die Klärung des zeitlichen Verlaufs dieser generellen Faziesänderung von besonderem Interesse.

Die Mächtigkeit des Cenomans am Haarstrang schwankt stark, bedingt durch die großen Faziesunterschiede. Im Raum südlich von Unna beträgt sie nur wenige Meter (0 m bis 5 m). Sie nimmt nach E allmählich zu und erreicht am Möhnesee etwa 20 m bis 25 m (ausführliche Darstellung der Lithostratigraphie bei M. Hiss 1982b).

3. BISHERIGE GLIEDERUNG

Die bisherige biostratigraphische Gliederung des Cenomans in Westfalen geht auf C. Schlüter (1876 a, b) zurück. Mit geringfügigen Ergänzungen und nomenklatorischer Überarbeitung (P. Kukuk & D. Wolansky 1941; O. Seitz 1952) findet diese Gliederung noch heute ihre Anwendung (z. B. H. Arnold 1964 a; E. Seibertz 1979; vgl. Abb. 4). Schon seit langem ist aber bekannt, daß einige der Schlüter'schen Zonenfossilien eine stark faziesabhängige Verbreitung zeigen und gerade in den lithologisch sehr unterschiedlichen Sedimenten am Kreide-Südrand in mehreren Zonen gleichzeitig auftreten können (vgl. z. B.: R. Bärtling 1920: 172; T. Wegner 1926: 453). Eine Gliederung auf exakter biostratigraphischer Grundlage sowie biostratigraphische Korrelationen mit Cenoman-Vorkommen außerhalb Westfalens werden dadurch sehr erschwert. Bisher war es aber nicht möglich, eine genaue, überregional vergleichbare biostratigraphische Gliederung zu erarbeiten, da in den faziell sehr unterschiedlichen Cenoman-Sedimenten in Westfalen exakte lithostratigraphische Bearbeitungen und neuere Untersuchungen der Mikro- und Makrofaunen fehlten. Inzwischen liegen aber erste Ergebnisse in dieser Richtung vor (J. M. Hancock et al. 1972; J. Wiedmann 1979; J. Wiedmann & H. L. Schneider 1979; C. Frieg 1979; M. Hiss 1979, 1981).

Die stratigraphische Gliederung des Cenomans im engeren Untersuchungsgebiet geht in ihren Grundzügen auf R. Bärtling (1909, 1911, 1920) zurück. Er teilt das Cenoman in die von C. Schlüter aufgestellten Zonen. Dabei konnte er feststellen, daß im Raum Billmerich (südlich Unna) das gesamte und im Raum Ense-Bremen (südlich Werl) nur noch die unterste Zone des Cenomans in glaukonitischer Fazies ausgebildet ist. Bei der Zonen-Abgrenzung berücksichtigt er zwar die Fauna, stellt aber gleichzeitig fest, daß eine rein paläontologische Gliederung nicht möglich ist, da mehrere, verschiedenen Zonen angehörende Leitfossilien nebeneinander in einem Horizont auftreten (R. Bärtling 1911: 102). Die Abgrenzung der Zonen erfolgt daher nach rein lithostratigraphischen Gesichtspunkten. Alle späteren Bearbeiter gliedern das Cenoman im Untersuchungsgebiet in Anlehnung an R. Bärtling ebenfalls weitgehend nach lithologischen Aspekten (vgl. Abb. 3). Nach Auffassung der meisten Autoren beginnt die Schichtenfolge mit dem Untercenoman („Zone des *Pecten asper* und *Catopygus carinatus*"). Nach B. Beschoren (1927) gehören die ältesten Sedimente aber bereits dem Mittelcenoman an („Zone der *Schloenbachia varians* und *Hemiaster gripenkerli*").

4. DIE MODERNE CENOMAN-GLIEDERUNG

Eine moderne Ammoniten-Zonengliederung im borealen Faziesraum des nördlichen Europas wurde zunächst von J. M. Hancock (1959) für Nordfrankreich (Sarthe) erarbeitet. Weitere biostratigraphische Bearbeitungen vor allem in Südengland durch W. J. Kennedy (1971), W. J. Kennedy & J. M. Hancock (1970, 1971, 1978) führten zu der in Abb. 4 wiedergegebenen und heute in Nordwesteuropa allgemein anerkannten Zonengliederung. Die von W. J. Kennedy ursprünglich als „assemblage-zones" aufgestellten Unterteilungen der *mantelli-* und *rhotomagense*-Zone werden heute unterschiedlich als „Subzonen" oder oft auch als selbständige Zonen behandelt.

Diese moderne Zonengliederung ermöglicht Vergleiche mit mediterranen und außereuropäischen Ablagerungsräumen. Wenn dabei im einzelnen auch noch Differenzen auftreten, so sind doch überregionale Korrelationen möglich (z. B. J. Wiedmann & G. Kauffmann 1978; J. Wiedmann 1979). Neuere Untersuchungen, die diese Zonengliederung zugrunde legen oder sich darauf beziehen, liegen für einige mitteleuropäische Kreidegebiete inzwischen vor (z. B.: Sachsen: K. A. Tröger 1969; Nordfrankreich/Belgien: F. Robaszynski 1978; Bayrische Alpen: H. Immel 1979; Russische Tafel: D. P. Naidin 1979). Auch erste Ansätze, diese auf Westfalen zu übertragen, sind inzwischen gemacht worden (J. M. Hancock et al. 1972; J. Wiedmann & H. L. Schneider 1979; C. Frieg 1979; A. Lommerzheim 1979; M. Hiss 1979, 1981).

Die Basis des Cenomans wird definiert durch das erste Auftreten von Ammoniten der Gattung *Mantelliceras, Sharpeiceras, Acompsoceras* zusammen mit dem häufigen Vorkommen von *Schloenbachia varians* (Sow.) und *Hypoturrilites* (W. J. Kennedy & J. M. Hancock 1978). Die genaue Grenze zwischen Alb und Cenoman ist vermutlich durch eine Schichtlücke, verbunden mit Aufarbeitungshorizonten, gekennzeichnet. Von J. Wiedmann & H. L. Schneider (1979) und J. Wiedmann (1979) wird in Westfalen ein bisher wenig bekanntes Übergangsniveau zwischen Alb und Cenoman vermutet und durch Ammoniten belegt. Die Autoren schla-

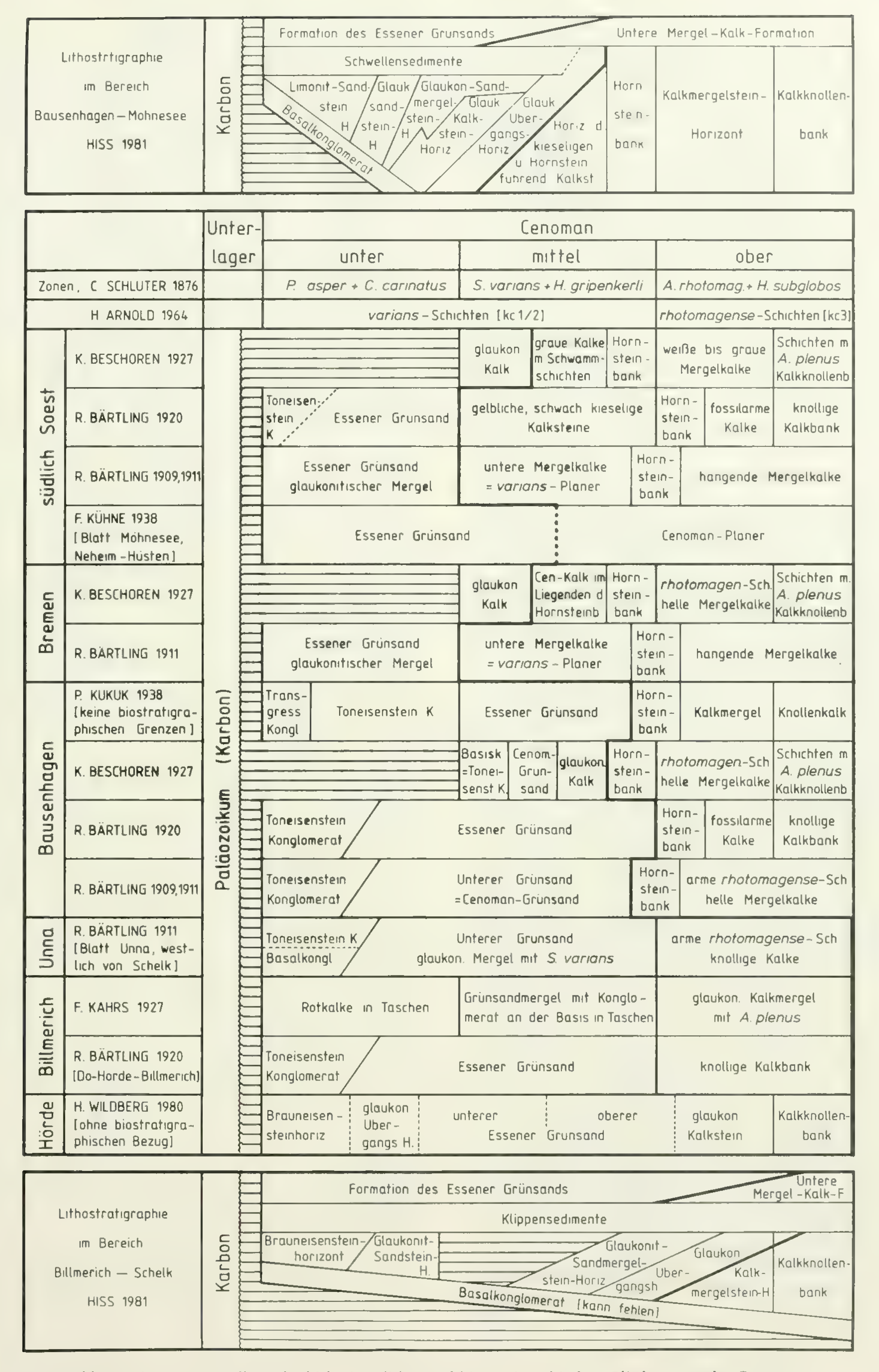


Abb. 3. Zusammenstellung der bisherigen litho- und biostratigraphischen Gliederungen des Cenomans am Haarstrang.

Ammoniten-Zonengliederung in Nordwesteuropa					
		Ammoniten Zonen	Subzonen	Typische Ammoniten und Leitfossilien nach W.J. KENNEDY & J.M. HANCOCK (1978)	Bisherige Gliederung in Westfalen nach C. SCHLUTER 1876
Turon	unter	*Mammites nodosoides* (= *nodosoides*-Zone)	—	*Inoceramus labiatus*	*labiatus*-Zone
Cenoman	ober	*Calycoceras naviculare* (= *naviculare*-Zone)	*Sciponoceras gracile*	*Sciponoceras gracile* *Metoicoceras geslinianum* (*Actinomax plenus*)	*Actinocamax plenus* — ? —
			Eucalycoceras pentagonum *Calycoceras naviculare*	*Eucalycoceras pentagonum* *Calycoceras naviculare*	
	mittel	*Acanthoceras rhotomagense* (= *rhotomagense*-Zone)	*Acanthoceras jukesbrowni*	große Acanthoceraten	*Acanthoceras rhotomagense* und *Holaster subglobosus*
			Turrilites acutus	*Turrilites acutus* *Calycoceras* *Scaphites equalis*	
			Turrilites costatus	*Turrilites costatus* *Scaphites equalis* *Sciponoceras baculoide* *Acanthoceras rhotomagense*-Gruppe	
	unter	*Mantelliceras mantelli* (= *mantelli*-Zone)	*Mantelliceras* ex gr. *dixoni*	*Schloenbachia varians* (flache Formen) *Mantelliceras* ex gr. *dixoni*	— ? — *Schloenbachia varians* u. *Hemiaster gripenkerli* — ? —
			Mantelliceras saxbii	*S. varians* (wenig aufgeblaht) *M. saxbii*, *M. ventnorense*, *M. mantelli*, *Hyphoplites falcatus*	
			Hypoturrilites carcitanensis	*S. varians*, *M. mantelli*, *M. tuberculatum*, *H. carcitanensis* *Anisoceras armatum*	*Pecten asper* und *Catopygus carinatus* (*Neohibolites ultimus*)

Abb. 4. Ammoniten-Zonengliederung in Nordwesteuropa.

gen daher vor, die „Zone des *Utaturiceras vincinale* (Stoliczka)" unterhalb der Zone des *Hypoturrilites carcitanensis* (Matheron) für dieses Niveau einzuführen. Im Untersuchungsgebiet treten einige Ammoniten auf, die möglicherweise aus unterstem Untercenoman stammen. Die Annahme einer selbständigen Zone des *Utaturiceras vincinale* kann aber weder bestätigt, noch widerlegt werden (s. u.).

Die Basis des Turons – und damit die Hangendgrenze des Cenomans – ist durch das erste Auftreten von *Inoceramus labiatus* (Schloth.) und *Mammites nodosoides* (Schlüter) international festgelegt. Dadurch wird die „*plenus*-Zone" früherer Bearbeiter ganz dem Cenoman angeschlossen und entspricht in etwa der *gracile*-Subzone.

Untersuchungen an parastratigraphisch wichtigen Begleitfaunen sind zum Teil noch in Bearbeitung und daher noch nicht in jedem Fall auf die Verhältnisse in Westfalen übertragbar. Durch K. A. Tröger (1981) wird eine Inoceramen-Gliederung des Cenomans in Mittel- und Osteuropa durchgeführt. Im hier untersuchten Gebiet fehlen jedoch gut erhaltene Inoceramen weitgehend, so daß diese Gliederung keine Anwendung finden kann.

In der hier vorgelegten Untersuchung können Foraminiferen zur biostratigraphischen Gliederung herangezogen werden. Dem Vergleich mit den hiesigen Verhältnissen dienen vor allem neue biostratigraphische Untersuchungen aus Südengland (D. J. Carter & M. B. Hart 1977) und Belgien/Nordfrankreich (F. Robaszynski 1978). Die von diesen Autoren zur Abgrenzung der Cenoman-Basis benutzten planktonischen Foraminiferen fehlen hier. Mit Hilfe agglutinierender Foraminiferen (C. Frieg 1979, 1980) kann die Basis des Cenomans jedoch angenähert bestimmt werden. Die Basis des Turons wird nach D. J. Carter & M. B. Hart (1977) nach mikrofaunistischen Gesichtspunkten (Aussetzen von *Rotalipora*, Einsetzen von *Globotruncana*) in Südengland in den Horizont der *plenus*-Mergel gelegt. Sie stimmt nicht genau mit der durch Ammoniten bestimmten Grenze überein, sondern liegt etwas tiefer im Profil (vgl. F. Robaszynski 1978: Fig. 3).

5. BIOSTRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNGSMÖGLICHKEITEN AUFGRUND DER AMMONITENFAUNA

Die Ammoniten des Untersuchungsgebietes (ausführliche Beschreibung bei M. Hiss 1982a) stammen vorwiegend aus den basisnahen Schichten. In höheren Profilteilen werden sie seltener. Eine zeitliche Gliederung mit Hilfe der Ammonitenfauna ist daher insbesondere für die direkten Transgressionssedimente und die unmittelbar darauf folgenden Horizonte möglich.

Die stratigraphische Reichweite der im Untersuchungsgebiet auftretenden Ammoniten zeigt Abb. 5. Albische Ammoniten treten nicht auf; lediglich die Gattung *Anisoceras* hat ihren Ursprung bereits im Alb, reicht aber bis in das Cenoman hinein. Einige Arten können aus allertiefstem Untercenoman stammen, kommen aber auch noch darüber vor. Die möglicherweise vorhandene Zone des *Utaturiceras vincinale* (im Sinne von J. Wiedmann 1979) kann weder bestätigt noch widerlegt werden (diese Zone ist daher in Abb. 4 und Abb. 7 als fraglich gekennzeichnet).

Direkt an der Kreide-Basis treten Ammoniten des Untercenomans kondensiert auf. Sie wurden während der Fossilisation umgelagert, angereichert und resedimentiert (vgl. M. Hiss 1981: 161 ff; M. Hiss 1982a). Das sie umgebende Sediment ist jünger als die Fossilien. Damit geben die Ammoniten zwar das Mindestalter der Transgression an, verlieren aber in bezug auf die Altersdatierung der einbettenden Sedimente an Aussagewert. Der Umlagerungszeitraum und damit das Alter der Sedimente kann aber mit Hilfe der Ammoniten ein-

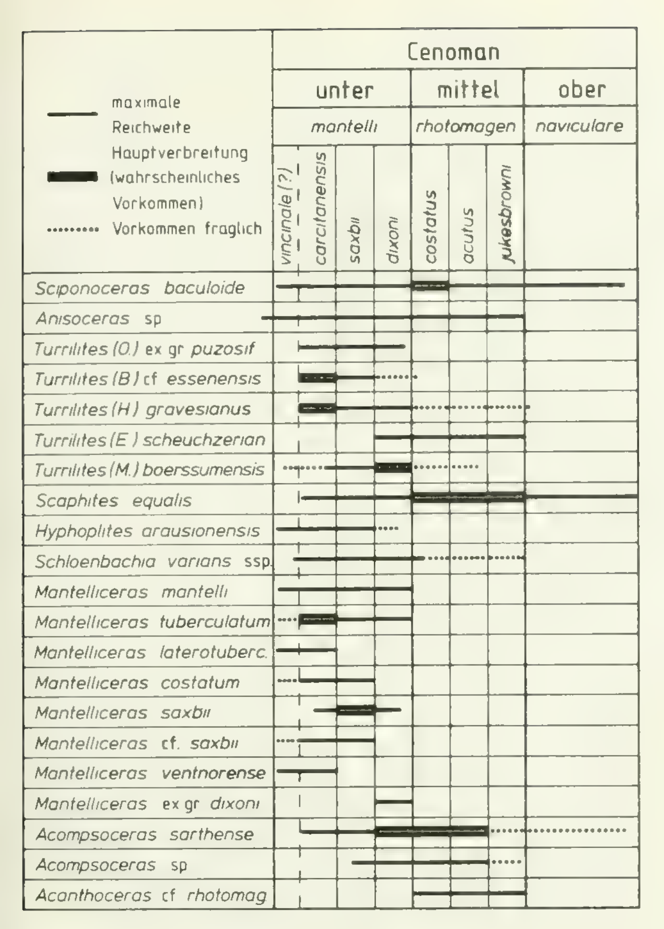


Abb. 5. Stratigraphische Verbreitung der im Untersuchungsgebiet auftretenden Ammoniten.

gegrenzt werden. Im Aufschluß Ense-Bremen I lagern zum Beispiel an der Kreide-Basis (Glaukonit-Sandkalkstein-Horizont) ausschließlich Ammoniten des tieferen bis mittleren Untercenomans *(carcitanensis-* und *saxbii*-Subzone). Im darüber folgenden, scharf abgegrenzten glaukonitischen Übergangshorizont treten aber Ammoniten des oberen Untercenomans auf *(dixoni*-Subzone). Der Ablagerungszeitpunkt des ersten Horizonts liegt also noch vor dem oberen Untercenoman, da Ammoniten der *dixoni*-Zone hier fehlen. Der glaukonitische Übergangshorizont ist frühestens im oberen Untercenoman sedimentiert worden. Unabhängig von Ammonitenfunden kann diese stratigraphische Einstufung durch Foraminiferenfaunen bestätigt werden.

Der Beginn der Kreide-Transgression erfolgte im untersuchten Gebiet mit dem untersten Untercenoman *(carcitanensis*-Subzone). Da sich Ammoniten dieser Subzone hauptsächlich in der Nähe von Schwellen (z. B. in Ense-Bremen oder Höingen) oder auf Klippen (z. B. Frömern) finden, muß angenommen werden, daß diese bereits sehr frühzeitig vom Meer bedeckt waren. Nur im SW von Unna scheint die Transgression erst im oberen Untercenoman einzusetzen. Die ältesten Ammoniten aus Basissedimenten in Billmerich *(Turrilites boerssumensis* Schlüter, *Acompsoceras sarthense* (Guéranger) haben nämlich ihre Hauptverbreitung im höheren Untercenoman und sind hier wahrscheinlich in die *dixoni*-Subzone einzustufen. Diese Datierung kann ebenfalls durch Foraminiferen bestätigt werden.

Die Sedimente der Formation des Essener Grünsandes zeigen untercenomanes Alter. Eine genauere Einstufung ist aufgrund der oben erwähnten Fossilkondensation nur bedingt möglich. Der glaukonitische Übergangshorizont im oberen Teil der Formation des Essener Grünsandes wurde östlich von Unna während der *dixoni*-Subzone sedimentiert *(Mantelliceras* ex gr. *dixoni* Spath aus Ense-Bremen I). Südlich von Unna reichen glaukonitische Sedimente auch noch in das Mittelcenoman *(rhotomagense*-Zone) hinein, wie durch *Acanthoceras* cf. *rhotomagense* (Brongniart) aus Schelk belegt werden kann. Weiterhin ergab die Untersuchung der Foraminiferenfauna, daß bei Billmerich (südwestlich von Unna) die Formation des Essener Grünsandes auch noch das Obercenoman umfaßt. Die Grenze zur Unteren Mergel-Kalk-Formation verläuft also von E nach W aufsteigend deutlich diachron.

Zu Anfang des Mittelcenomans *(costatus*-Subzone) beginnt östlich von Unna die Untere Mergel-Kalk-Formation mit kieseligen und Hornstein führenden Kalksteinen. Aus diesem Horizont konnte von mehreren Lokalitäten *Acanthoceras* cf. *rhotomagense* geborgen werden. Im Profil Stockum sind im Grenzbereich zum glaukonitischen Übergangshorizont in einer lokalen Schwellenregion Ammoniten des Untercenomans *(Mantelliceras mantelli* (Sow.)) zusammen mit mittelcenomanen Formen *(Scaphites equalis* Sow.) eingebettet. Diese Kondensation dürfte auf ähnliche Umlagerungsprozesse zurückzuführen sein, wie sie oben für die untercenomanen Basissedimente beschrieben wurden.

Die Grenze zum Obercenoman sowie das gesamte Obercenoman ist mit Ammoniten nicht näher erfaßbar, da hier die entsprechenden Fossilfunde fehlen. Ebenso liegen aus der Kalkknollenbank des höheren Cenomans keine neuen Makrofossilfunde vor. Eine Einstufung in das höchste Cenoman aufgrund des in der Literatur aus dieser Bank beschriebenen *Actinocamax plenus* (Blainville) (= *gracile*-Subzone) scheint möglich zu sein. Hier ist aber Vorsicht geboten, da die Kalkknollenbank als ausgeprägte Hartgrundbildung während eines längeren Sedimentationsstillstandes anzusehen ist (vgl. M. Hiss 1981: 199 ff). Sie enthält viele Grabgänge, die wahrscheinlich erst später mit Sediment verfüllt worden sind. Es ist also denkbar, im Moment aber leider nicht nachprüfbar, daß *Actinocamax plenus* erst zu einem späteren Zeitpunkt nach der Ablagerung der Kalkknollenbank in dieses Sediment gelangt ist. Hierfür spricht zum Beispiel, daß dieser Belemnit ausschließlich in dieser Bank oder (im mittleren Ruhrgebiet) auch unmittelbar darüber angereichert vorkommt. Möglicherweise ist also das Grundsediment der Kalkknollenbank zu einem frühen, nicht genau festlegbaren Zeitpunkt im höheren Cenoman abgelagert, das höchste Obercenoman („*plenus*-Zone“) aber nur reliktisch als Grabgangfüllung darin enthalten.

6. BIOSTRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNGSMÖGLICHKEITEN AUFGRUND DER FORAMINIFERENFAUNA

Die Foraminiferen des hier dargestellten Gebietes wurden in Anlehnung an die Untersuchungen von C. Frieg (1979) und R. Baumeister (1980) aus dem Raum Bochum bestimmt und beschrieben (M. Hiss 1981: 150ff). Eine weitere, ausführliche Darstellung der Foraminiferenfauna befindet sich in Vorbereitung (M. Hiss in Vorb.). Die Verbreitung der Foraminiferen wird vorwiegend von den stark schwankenden Fazies-Verhältnissen bestimmt. Es treten nur wenige, in ihrer Verbreitung sicher stratigraphisch festgelegte Arten auf, die mit oben zitierten Untersuchungen aus England und Belgien verglichen werden können. Viele von dort beschriebene, vor allem stratigraphisch relevante Arten fehlen hier. Vermutlich faziell gebundene Arten kommen aber zusammen mit stratigraphisch genau festgelegten Foraminiferen vor. Sie setzen gemeinsam an stratigraphischen Grenzen ein und können so in gewisser Weise als Leitfossilien, zumindest für das Untersuchungsgebiet, gelten.

Die Foraminiferen-Untersuchungen haben ebenfalls gezeigt, daß lithostratigraphische Horizonte von W nach E Faunen unterschiedlichen Alters führen können. So tritt zum Beispiel *Rotalipora cushmani* (Morrow) (Leitfossil für oberes Mittel- bis Obercenoman) östlich von Frömern im Kalkmergelstein-Horizont und westlich davon im glaukonitischen Übergangshorizont auf. Einige kalkschalige Benthoner kommen im E ab der Hornsteinbank vor und treten weiter westlich bereits im Glaukonit-Sandmergelstein-Horizont auf (*Cibicides grobenkoi* Akimetz, *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen), *Gavelinella intermedia belorussica* (Akimetz)). Die schon früher beschriebenen (R. Bärtling 1920) diachron verlaufenden Faziesgrenzen können somit durch die Untersuchung der Foraminiferen- und Ammonitenfaunen zeitlich genau festgelegt werden.

Die Verbreitung der Foraminiferen in der Cenoman-Schichtenfolge am Haarstrang ist in Abb. 6 dargestellt. Stratigraphisch wichtige Arten sind besonders markiert. Es ist möglich, sechs Foraminiferen-Zonen auszuscheiden. Die Abgrenzung dieser Zonen im Vergleich zur Ammoniten-Orthostratigraphie kann wie folgt durchgeführt werden:

Foraminiferen-Zone I, tieferes Untercenoman (*carcitanensis*- bis *saxbii*-Subzone): *Arenobulimina (Arenobulimina) preslii* (Reuss) fehlt, sie setzt erst mit Beginn der Zone II ein (vgl. C. Frieg 1979). *Lingulogavelinella formosa* (Brotzen) ist verbreitet. *Gavelinella berthelini* (Keller) kommt vereinzelt vor.

Foraminiferen-Zone II, oberes Untercenoman (*dixoni*-Subzone): *Arenobulimina (Arenobulimina) preslii* (Reuss) tritt erstmals auf. *Lingulogavelinella formosa* (Brotzen) klingt in dieser Zone endgültig aus (vgl. D. J. Carter & M. B. Hart 1977: Fig. 9). *Gavelinella berthelini* (Keller) kommt nicht mehr vor.

Foraminiferen-Zone III, unteres Mittelcenoman, etwa der *costatus*-Subzone entsprechend: *Plectina cenomana* Carter & Hart setzt ein (vgl. D. J. Carter & M. B. Hart 1977), ebenso kommt *Gyroidinoides nitida* (Reuss) erstmals vor. *Vialovella frankei* (Cushman) zeigt nahe der Obergrenze der Zone III ein deutliches Häufigkeitsmaximum (im mittleren Teil des Untersuchungsgebietes besonders gut zu beobachten).

Foraminiferen-Zone IV, mittleres Mittelcenoman, etwa der *acutus*-Subzone entsprechend. Verschiedene kalkschalige benthonische Foraminiferen setzen ein: *Cibicides grobenkoi* Akimetz, *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen), *Lingulogavelinella* cf. *formosa* (Brotzen). *Pseudotextulariella cretosa* (Cushman) zeigt ein deutliches Häufigkeitsmaximum in geringem Abstand oberhalb des Maximums von *Vialovella frankei* (Cushman). *Flourensina intermedia* Ten Dam setzt in dieser Zone ein.

Foraminiferen-Zone V, oberes Mittelcenoman bis Obercenoman, etwa der *jukesbrowni*-Subzone bis *naviculare*-Zone entsprechend. Die Zone V stimmt mit der *Rotalipora cushmani/Praeglobotruncana stephani*-Zone bei D. J. Carter & M. B. Hart (1977) überein. Verschiedene planktonische Foraminiferen setzen ein: *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Rotalipora deekei* (Franke), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer). Ebenso kommt *Gavelinella intermedia belorussica* (Akimetz) erstmals vor. Kalkschalige Foraminiferen (Plankton und Benthos) treten insgesamt häufiger auf.

Foraminiferen-Zone VI, Unterturon, *labiatus*-Schichten (*nodosoides*-Zone): *Rotalipora cushmani* (Morrow) und *Rotalipora deekei* (Franke) fehlen. Zweikielige Globotruncanen aus der Gruppe der *Globotruncana marginata* (Reuss) treten erstmals auf. Hedbergellen kommen massenhaft vor. Es fehlen viele agglutinierende Foraminiferen.

Gruppe	Art	Leitfossil	VI	V	IV	III	II	I
Planktoner	Globotruncana marginata	O	■■■■■■					
	Praeglobotruncana stephani	O	■■■■■■	■■■■■■				
	Praeglobotruncana delrioensis	O	■■■■■■	■■■■■■				
	Rotalipora deekei	O		• • •				
	Rotalipora cushmani	O		■■■■■■				
	Hedbergella sp sp		▬	■■■■■■	• • •	• • •	• • •	• • •
Kalkschalige Benthoner	Ramulina sp		• • •	• • •				
	Dentalina sp		• • •	• • •				
	Palmula sp		• • •	• • •				
	Frondicularia sp		• • •	• • •				
	Gavelinella interm. belorussica	O	▬	■■■■■■				
	Gavelinella ammonoides			• • •				
	Cibicides grobenkoi	O			• • •			
	Lingulogavelinella globosa	O	■■■■■■	■■■■■■	• • •			
	Lingulogavelinella cf. formosa	O		• • •	• • •			
	Gyroidinoides nitida	O	• • •	• • •	• • •	• • •		
	Gavelinella cenomanica		• • •	▬	■■■■■■	■■■■■■	■■■■■■	• • •
	Gavelinella interm. intermedia		■■■■■■	■■■■■■	• • •	• • •	• • •	• • •
	Lenticulina sp sp		▬	▬	■■■■■■	• • •	• • •	• • •
	Gavelinella baltica			■■■■■■	■■■■■■	■■■■■■	• • •	• • •
	Lingulogavelinella formosa	O					• • •	■■■■■■
	Gavelinella berthelini	O						• • •
Agglutinantier	Gaudryina ellisorae		• • •	• • •	• • •			
	Flourensina intermedia	O		• • •	• • •			
	Ataxophragmium crassum			• • •	• • •			
	Dorothia filiformis			• • •	• • •			
	Dorothia gradata			• • •	• • •	• • •		
	Plectina cenomana	O		• • •	• • •	• • •		
	Glomospirella sp			• • •	• • •	• • •		
	Ammodiscus cretaceus		• • •	• • •	• • •		• • •	
	Eggerellina intermedia		• • •	■■■■■■	• • •	• • •	• • •	
	Arenobulimina (A.) preslii	O	■■■■■■	■■■■■■	■■■■■■	■■■■■■	■■■■■■	
	Arenobulimina (N.) obesa			• • •	• • •	• • •	• • •	
	Arenobulimina (P.) minima			• • •	• • •	• • •	• • •	
	Arenobulimina (P.) chapmani			• • •	• • •	• • •	• • •	
	Vialovella frankei	O		■■■■■■	■■■■■■	▬	• • •	
	Placopsilina cenomana						• • •	
	Plectina mariae			■■■■■■	■■■■■■	■■■■■■	■■■■■■	■■■
	Pseudotextulariella cretosa	O	• • •	■■■■■■	▬	■■■■■■	■■■■■■	▬
	Dorothia turris		■■■■■■	• • •	• • •	• • •	• • •	■■■■■■
	Lituolide Foraminiferen		• • •	• • •	■■■■■■	■■■■■■	▬	▬
	Arenobulimina (P.) truncata		• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	■■■■■■
	Tritaxia tricarinata		■■■■■■	▬	▬	▬	▬	▬ ■■■
	Arenobulimina (N.) elevata			• • •	• • •	• • •	• • •	• • •
	Arenobulimina (P.) bochumensis			• • •	■■■■■■	■■■■■■	■■■■■■	• • •
	Arenobulimina (C.) dorbigny			■■■■■■	■■■■■■	■■■■■■	▬	■■■■■■
	Arenobulimina (C.) anglica			■■■■■■	■■■■■■	▬	▬	▬
	Arenobulimina (C.) advena			■■■■■■	▬	▬	▬	▬
	Reophax dentaliniformis			• • •	• • •	• • •	• • •	• • •
	Ataxophragmium compactum			• • •	• • •	• • •		• • •
	Ataxophragmium depressum			• • •	• • •	• • •		▬
	Lituola irregularis			• • •			■■■■■■	• • •
	Spiroplectammina cf. baudouiniana			• • •				• • •
	Reophax guttifera			• • •				• • •
	Arenobulimina (A.) cf. obliqua					• • •	■■■■■■	▬
	Haplophragmoides rugosus						• • •	• • •
	Reophax hamulus						• • •	■■■■■■
	Reophax scorpiurus							• • •

Foram. Zonen	VI	V		IV	III	II	I	
Ammoniten Zonen	M. nodosoides	C. naviculare	A. jukesbrowni	T. acutus	T. costatus	M. dixoni	M. saxbii	H. carcitanensis
			A. rhotomagense			M. mantelli		
	unter	ober	mittel			unter		
	Turon	Cenoman						

Legende:

- • • • selten < 2 %
- ■■■■ häufig 2 - 7 %
- ▬ sehr häufig 7 - 30 %
- ▬ massenhaft > 30 %
- O Leitfossil

Abb. 6. Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen im Untersuchungsgebiet und Foraminiferen-Zonengliederung.

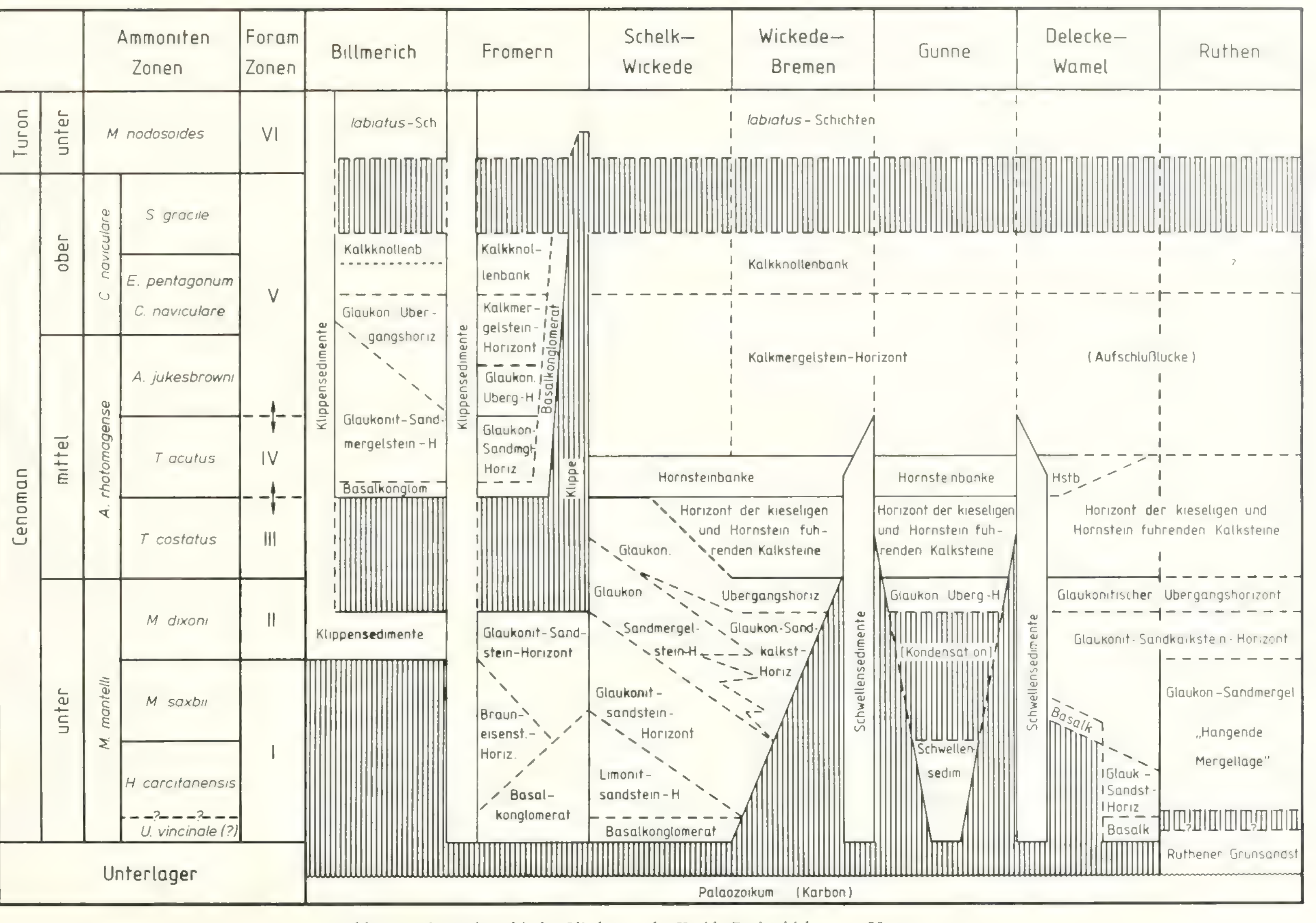


Abb. 7. Biostratigraphische Gliederung der Kreide-Basisschichten am Haarstrang.

7. BIOSTRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG DER SEDIMENTE IM UNTERSUCHUNGSGEBIET

Aufgrund der Faunenuntersuchungen ist es möglich, die Sedimente des Untersuchungsgebietes biostratigraphisch einzustufen. Diese Gliederung ist in Abb. 7 dargestellt (vgl. auch Abb. 2). Folgende Ergebnisse können festgehalten werden:

a) Beginn der Kreide-Transgression

Die Kreide-Transgression beginnt im untersuchten Raum im tiefsten Untercenoman (*carcitanensis*-Subzone, Ammoniten dieser Subzone sind im gesamten Bereich südlich und östlich von Unna nachzuweisen). Spätestens im höheren Untercenoman (*dixoni*-Subzone) wird auch der westliche Teil des Untersuchungsgebietes (südwestlich von Unna) überflutet.

b) Sedimente des Untercenomans

In Billmerich (südwestlich von Unna) haben lediglich einige Klippensedimente, in Frömern (südlich von Unna) Klippensedimente und (in der Normalfazies) die Basissedimente bis einschließlich Glaukonit-Sandstein-Horizont untercenomanes Alter. Zwischen Schelk und Wickede (Profile Schelk bis Wiehagen, vgl. Abb. 2) ist die Grenze Unter-/Mittelcenoman nicht genau festlegbar; sie liegt im oberen Teil des Glaukonit-Sandmergelstein-Horizonts. Eine Untergliederung des Untercenomans ist hier nicht durchführbar. Östlich von Wickede haben der Glaukonit-Sandmergelstein- bzw. Glaukonit-Sandkalkstein-Horizont und unterlagernde Schichten tieferes Untercenoman-Alter (*carcitanensis*- bis *saxbii*-Subzone), der glaukonitische Übergangshorizont gehört dem oberen Untercenoman an (*dixoni*-Subzone). Auf der Schwelle bei Günne (Möhnesee) sind untercenomane Reliktsedimente in Schichten des tieferen Mittelcenomans eingebettet. Ferner kann die „Hangende Mergellage" (vgl. E. Speetzen et al. 1974) im Vergleichsprofil Rüthen in die Foraminiferen-Zone I (tieferes Untercenoman) eingestuft werden.

c) Sedimente des Mittelcenomans

Im höchsten Untercenoman und tiefen Mittelcenoman besteht in Billmerich und Frömern eine Schichtlücke, lithologisch durch eine Aufarbeitungszone an der Basis des Glaukonit-Sandmergelstein-Horizonts, paläontologisch durch einen deutlichen Faunensprung innerhalb der Foraminiferen-Fauna belegt. Diese Schichtlücke kann weiter östlich nicht nachgewiesen werden. Sie ist in Frömern und Billmerich vermutlich aufgrund der küstennahen Position so deutlich ausgebildet. Mehrere kurzzeitige Sedimentationsunterbrechungen sind aber auch weiter östlich im Zusammenhang mit Hartgrundbildungen im Horizont der kieseligen und Hornstein führenden Kalksteine wahrscheinlich.

Das tiefere Mittelcenoman (Foraminiferen-Zone III) beginnt östlich von Wiehagen (westlich davon nicht genau festlegbar) mit dem Horizont der kieseligen und Hornstein führenden Kalksteine und endet mit dem Häufigkeitsmaximum von *Vialovella frankei* unterhalb der Hornsteinbänke. Ammoniten aus der Gruppe um *Acanthoceras rhotomagense* kommen in diesen Schichten vor.

Das mittlere Mittelcenoman (Foraminiferen-Zone IV) ist durch das Häufigkeitsmaximum von *Pseudotextulariella cretosa* im gesamten Gebiet gut zu erkennen. In Frömern gehört der gesamte, in Billmerich der untere Teil des Glaukonit-Sandmergelstein-Horizonts in diese Zone. Östlich von Schelk sind die Hornsteinbänke sowie einige Dezimeter des Kalkmergelstein-Horizonts dieser Zone zuzuordnen; östlich von Delecke ist die Hangendgrenze nicht mehr aufgeschlossen.

d) Sedimente des Oberen Mittelcenomans bis Obercenomans

Der obere Teil des Glaukonit-Sandmergelstein-Horizonts von Billmerich, der glaukonitische Übergangshorizont von Billmerich und Frömern, der Kalkmergelstein-Horizont von Frömern und den weiter östlich gelegenen Profilen sowie die Kalkknollenbank im gesamten Gebiet können in die Foraminiferen-Zone V eingestuft werden. Die Zone beginnt mit dem ersten Auftreten von *Rotalipora cushmani* (östlich von Schelk wenige Dezimeter oberhalb der Hornsteinbänke). Der Zeitumfang der durch die Kalkknollenbank dokumentierten Schichtlücke kann nicht näher angegeben werden (s. o.). Die Sedimentationslücke beginnt vermutlich irgendwann im Obercenoman. Höchstes Obercenoman ist wahrscheinlich nur reliktisch vorhanden („*plenus*-Zone").

e) Sedimente des Unterturons

Die *labiatus*-Schichten beginnen im gesamten Gebiet mit scharfer lithologischer Grenze oberhalb der Kalkknollenbank und sind durch das Auftreten von *Inoceramus labiatus* (Schloth.) bereits nahe ihrer Basis sowie das Vorkommen von *Globotruncana marginata* (Reuss) und das Überwiegen von planktonischen Foraminiferen gekennzeichnet. Inwieweit die im Obercenoman beginnende Schichtlücke auch noch das Unterturon umfaßt, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden. Da die genannten Leitfossilien normalerweise erst etwas oberhalb der Cenoman/Turon-Grenze einsetzen, ist anzunehmen, daß die Sedimentationsunterbrechung bis in das tiefere Unterturon hineinreicht.

DANKSAGUNG

Ich danke Herrn Prof. Dr. M. Kaever und Herrn Prof. Dr. U. Rosenfeld, die beide die Anfertigung dieser Arbeit durch zahlreiche Diskussionen und Anregungen gefördert haben. Herrn Dr. C. Frieg danke ich für wertvolle Hinweise bei der Bestimmung der Foraminiferen.

LITERATUR

ARNOLD, H. (1964 a): Die Erforschung der westfälischen Kreide und zur Definition der Oberkreidestufen und -zonen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 7: 1–14, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.

— — (1964 b): Die Verbreitung der Oberkreidestufen im Münsterland und besonders im Ruhrgebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 7: 679–690, 2 Abb., 2 Taf.; Krefeld.

BARTLING, R. (1909): Erläuterungen zur geologisch-agronomischen Karte der Umgebung von Soest. – 47 S., 1 Abb., 2 Kt.; Berlin.

— — (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Unna. – 144 S., 9 Abb., 9 Taf.; Berlin.

— — (1920): Transgression, Regression und Faziesverteilung in der mittleren und oberen Kreide des Beckens von Münster. – Z. dt. geol. Ges., 72 (3/4): 161–217, 3 Tab., Taf. 5–8; Berlin.

BAUMEISTER, R. (1980): Zur Stratigraphie und Fazies des Cenomans von Bochum mit Hilfe kalkschaliger Foraminiferen. – Diss. Univ. Münster: 134 S., 16 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Münster.

BESCHOREN, B. (1927): Cenoman und Turon der Gegend von Unna und Werl in Westfalen. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B, **58**: 1–49, 1 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.

CARTER, D. J. & HART, M. B. (1977): Aspects of Mid-Cretaceous Stratigraphical Micropalaeontology. – Bull. brit. Mus. nat. Hist. (Geology Ser.), **29** (1): 1–135, 53 Abb.; London.

FRIEG, C. (1979): Systematische, biostratigraphische und palökologische Untersuchungen an agglutinierenden Foraminiferen des Cenomans in Bochum. – Diss. Univ. Münster: III + 128 S., 13 Abb., 5 Kt., 6 Taf., 3 Tab.; Münster.

— — (1980): Neue Ergebnisse zur Systematik sandschaliger Foraminiferen im Cenoman des südwestlichen Münsterlandes. – Paläont. Z., **54** (3/4): 225–240, 3 Abb.; Stuttgart.

HANCOCK, J. M. (1959): Les ammonites du Cénomanien de la Sarthe. – In: Colloque sur le Crétacé supérieur francais: C. R. Sociétés Savantes, **1959**: 249–252; Dijon.

HANCOCK, J. M.; KENNEDY, W. J. & KLAUMANN, H. (1972): Ammonites from the Transgressive Cretaceous on the Rheinish Massif, Germany. – Palaeontology, **15** (3): 445–449, 1 Abb., Taf. 81; London.

HISS, M. (1979): Stratigraphie, Fazies und geologische Dynamik der Kreide-Basisschichten im Raum südlich Unna. – Diplomarbeit FB Geowiss. WWU Münster: 171 S., 36 Abb., 11 Anl.; Münster [unveröff.].

— — (1981): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der Kreide-Basisschichten (Cenoman bis Unterturon) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee. – Diss. Univ. Münster: 337 S., 54 Abb., 13 Tab., 7 Taf., 7 Kt.; Münster.

— — (1982 a): Ammoniten des Cenomans vom Südrand der westfälischen Kreide zwischen Unna und Möhnesee. – Paläont. Z., **56** (3/4): 177–208, 9 Abb.; Stuttgart.

— — (1982 b): Lithostratigraphie der Kreide-Basisschichten (Cenoman bis Unterturon) am Haarstrang zwischen Unna und Möhnesee (südöstliches Münsterland). – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **57**: 59–135, 9 Abb., 3 Tab., 5 Kt.; Münster.

IMMEL, H. (1979): Cenoman-Ammoniten aus den Losensteiner Schichten der Bayrischen Alpen. – Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, **6**: 607–644, 4 Taf.; Stuttgart.

KAHRS, E. (1927): Zur Paläogeographie der Oberkreide in Rheinland-Westfalen. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B, **58**: 627–687, 10 Abb., 1 Tab., Taf. 42–44; Stuttgart.

KENNEDY, W. J. (1971): Cenomanian Ammonites from Southern England. – Spec. Pap. Palaeont., **8**: 133 S., 5 Tab., 64 Taf.; London.

KENNEDY, W. J. & HANCOCK, J. M. (1970): Ammonites of the Genus *Acanthoceras* from the Cenomanian of Rouen, France. – Palaeontology, **13**: 462–490, 9 Abb., Taf. 88–97; London.

— — (1971): *Mantelliceras saxbii* and the Horizon of the *martimpreyi*-Zone in the Cenomanian of England. – Palaeontology, **14**: 437–454, 2 Abb., Taf. 79–82; London.

— — (1978): The Mid-Cretaceous of the United Kingdom. – Ann. Mus. Hist. nat. Nice, **4** (1976): V.1–V.42, 10 Abb., 4 Tab., 30 Taf.; Nice.

KÜHNE, F. (1938a): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Erläuterungen zu Blatt Neheim. – 40 S., 7 Tab., 1 Taf.; Berlin [unveränderter Nachdruck (1979): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt 4513 Neheim-Hüsten, 2. Auflage. – I–VI, 1–40, 7 Tab., 1 Taf.; Krefeld].

— — (1938b): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Erläuterungen zu Blatt Arnsberg-Nord. – 36 S., 6 Tab., 1 Taf.; Berlin [unveränderter Nachdruck (1977): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000, Erläuterungen zu Blatt 4514 Möhnesee. – 36 S., 6 Tab., 1 Taf.; Krefeld].

KUKUK, P. (1938): Geologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 741 Abb., 48 Tab.; Berlin.

KUKUK, P. & WOLANSKY, D. (1941): Gliederung und Ausbildung der oberen Kreide im mittleren Ruhrgebiet unter Berücksichtigung der wichtigsten Leitversteinerungen. – Glückauf, **1941** (14): 219–221, Taf. 2; Essen.

LOMMERZHEIM, A. (1979): Monographische Bearbeitung der Serpulidae (Polychaeta sedentaria) aus dem Cenoman (Oberkreide) am Südwestrand des Münsterländer Beckens. – Decheniana **132**: 110–195, 17 Abb.; Bonn.

NAIDIN, D. P. (1979): Vergleichende Stratigraphie der oberen Kreide der Russischen Tafel und West-Europas. – Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, **6**: 497–510, 2 Abb., 5 Tab.; Stuttgart.

ROBASZYNSKI, F. (1978): Approche biostratigraphique du Cénomano-Turonien dans le Hainaut Franco-Belge et le Nord de la France. – Ann. Mus. Hist. nat. Nice, **4** (1976): VIII.1–VIII.23, 8 Abb., 5 Taf.; Nice.

SCHLÜTER, C. (1876a): Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide II. – Palaeontographica **24** (1–4): 1–144, Taf. 36–55; Cassel.

— — (1876b): Verbreitung der Cephalopoden in der oberen Kreide Norddeutschlands. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **33**: 330–406; Bonn.

SEIBERTZ, E. (1979): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der „Mittel"-Kreide zwischen Rüthen und Erwitte (Alb – Coniac, SE-Münsterland). – In: Geologie und Mineralogie des Warsteiner Raumes: Aufschluß, Sonderbd. **29**: 85–92, 6 Abb.; Heidelberg.

SEITZ, O. (1953): Die Oberkreide-Gliederung in Deutschland nach ihrer Anpassung an das internationale Schema. – Z. dtsch. geol. Ges., **104**: 148–151, 1 Tab.; Hannover.

TRÖGER, K. A. (1969): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon), Teil II, Stratigraphie und fazielle Ausbildung des Cenomans und Turons in Sachsen, dem nördlichen Harzvorland (subherzyne Kreide) und dem Ohmgebirge. – Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol., **13**: 1–70, 7 Abb., 18 Anl.; Dresden.

— — (1981): Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung der Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropa. – Newsl. Stratigr., **9** (3): 139–156, 8 Abb.; Berlin/Stuttgart.

WEGNER, T. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. – 2. Aufl., 500 S., 244 Abb., 1 Taf.; Paderborn.

WIEDMANN, J. (1979): Die Ammoniten der NW-deutschen, Regensburger und Ostalpinen Oberkreide im Vergleich mit den Oberkreidefaunen des westlichen Mediterrangebietes. – Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, **6**: 335–350, 6 Tab.; Stuttgart.

WIEDMANN, J. & KAUFFMAN, E. G. (1978): Mid Cretaceous biostratigraphy of Northern Spain. – Ann. Mus. Hist. nat. Nice, **4** (1976): III.1–III.22, 2 Abb., 1 Tab., 12 Taf.; Nice.

WIEDMANN, J. & SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. – Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, **6**: 645–680, 10 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.

WILDBERG, H. (1980): Glaukonitgenese und Lithofazies im Cenoman von Dortmund (Westfalen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh, **1980** (1): 52–64, 11 Abb.; Stuttgart.

Zitteliana	**10**	55–64	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Epikontinentale Unterkreide-Ablagerungen in Polen

Von

SYLWESTER MAREK*)

Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

KURZFASSUNG

Das Unterkreidebecken des polnischen Flachlandes hat sich innerhalb der ausgedehnten, paläotektonischen Einheit entwickelt, die sich seit dem Zechstein, auf dem südwestlichen Abhang der Pre-Vendischen Plattform gebildet hatte. Innerhalb dieses Beckens hat sich die Mittelpolnische-Sedimentationsfurche ausgesondert, die genetisch an die tektonischen Tornquist-Teisseyre Zone gebunden ist. Durch diese Zone ist im ganzem Mesozoikum und Känozoikum der Zusammenhang verschiedener, paläogeographischer Provinzen gewährleistet, und zwar die Verbindung des nördlichen Atlantik im Nordwesten und Westen mit der westlichen Tethys im Süden und Südosten. Das polnische Gebiet der Unterkreide-Sedimentation befand sich näher am Tethys-Ozean, bedingt durch die initiale Transgression der Unterkreide aus dieser Richtung. Im Berrias und Valangin dominierten die Tethys-Einflüsse, im Hauterive und Barreme-Mittelalb sind dagegen entscheidende Beeinflussungen den von Westen und Nordwesten eindringenden Ingressionen zuzuschreiben.

Vollständige Kreideprofile sind grundsätzlich auf diese mittelpolnische Furche begrenzt, wo im Kujawischen Abschnitt bis 600 m Mächtigkeit erreicht werden.

Charakteristisch für das Unterkreide-Becken im Flachland Polens ist seine transgressive Entwicklung, die durch die fortschreitende Überlagerung mit immer jüngeren, stratigraphischen Einheiten über das Neokom charakterisiert ist.

ABSTRACT

The Lower Cretaceous basin of the Polish Plain developed within the large paleotectonical unit which was formed since the Zechstein – during Triassic and Jurassic – on the SW-Slope of the Pre-Vendic platform. Within this basin the Central-Polish Trough developed which is genetically related to the Tornquist-Teisseyre lineament. This zone connected several paleogeographic provinces during the whole Mesozoic and the Cenozoic periods: the Northern Atlantic in the NW and W with the Western Tethys in the S and SE. The Polish part of Lower Cretaceous sedimentation was located closer to the Tethys Ocean, which follows from the direction of the initial transgression of the Lower Cretaceous in Poland. Tethys influence dominated during the Berrias and Valanginian, however during the Hauterivian and Barremian-Middle Albian the ingressions from the W and NW resulted in decisive alterations.

Complete sections of the Cretaceous are limited to the Central Polish Trough where a thickness of up to 600 m is measured in the Kujawic region. The Lower Cretaceous Basin in the Polish Plain is characterized by its transgressive tendency which is demonstrated by the progressive onlap of younger stratigraphical units upon the Neocomian.

I. EINLEITUNG

Dieser Beitrag stellt eine Zusammenfassung der Stratigraphie und Lithologie sowie der paläogeographisch-tektonischen Entwicklung der Unterkreide im Polnischen Flachland dar. Unterkreideablagerungen werden seit über 100 Jahren intensiv untersucht. Es ist unmöglich eine vollkommene Liste der benutzten Literatur zu bringen. Ich werde mich auf die wichtigsten Publikationen der letzten Jahre beschränken.

Zur Erforschung der Stratigraphie und der Paläogeographie der Unterkreide haben wesentlich S. MAREK und A. RACZYŃSKA beigetragen (S. MAREK 1961, 1965, 1967, 1968, 1969; S. MAREK & A. RACZYŃSKA 1973a, b, 1979a, b, 1982; A. RACZYŃSKA 1967, 1979) sowie J. DEMBOWSKA (J. DEMBOWSKA 1973, 1979; J. DEMBOWSKA, & S. MAREK 1975, 1976,

*) S. MAREK, Instytut Geologiczny Warszawa, 01-005 Warszawa, ul. Nowolipie 16 m 25, Polen.

1979), A. Witkowski (1968) und S. Cieśliński (1959a, b. 1960).

In Süd-Polen wurde die epikontinentale Kreide von W. Moryc & J. Waśniowska (1965), S. Geroch, A. Jednorowska & W. Moryc (1972) erforscht.

Große Bedeutung für die Stratigraphie und die Sedimentationsbedingungen haben die mikrofaunistischen Untersuchungen von W. Bielecka und J. Sztejn (W. Bielecka 1975; W. Bielecka & J. Sztejn 1966; J. Sztejn 1967, 1968, 1969a, b, 1982; S. Marek, W. Bielecka, & J. Sztejn 1969) sowie die mikrofloristischen Untersuchungen von J. Mamczar (1966, 1973, 1982). Sedimentologisch-petrographischen Forschungen liegen von M. Harapińska-Depciuch (Archiv-Material) vor.

II. PALÄOGEOGRAPHISCHE LAGE

Die Entwicklung des Unterkreidebeckens des Polnischen Flachlandes erfolgte auf einer ausgedehnten jungpaläozoischen-mesozoischen Einheit, die sich am südwestlichen Rand der prävendischen Plattform und ihres Vorlandes gebildet hatte. Innerhalb dieses Beckens erfolgte die Ausbildung einer schmalen mittelpolnischen Sedimentationsfurche, die sich entlang von Bruchzonen entwickelte die wiederum durch vertikale Blockbewegungen (R. Dadlez, S. Marek 1969) mit nur geringem Anteil an den Kompressionsspannungen der Dislokations-Vertikalkomponente charakterisiert ist (R. Dadlez).

Die mittel-polnische Furche ist genetisch mit der tektonischen Teisseyre-Tornquist-Zone verbunden (J. Znosko 1969, 1975). Im Mesozoikum und Känozoikum verband diese Zone zwei paläogeographische Provinzen: die Nordatlantische Provinz im Nordwesten und Westen und die West-Tethys-Provinz im Süden und Südosten. In der Nordatlantischen Provinz erfolgte die Ozeanöffnung in der Unterkreide zwischen Iberia und Neu-Fundland sowie zwischen Grönland und Skandinavien. In der West-Tethys-Provinz wurde mit Ende des Jura und in der Unterkreide die im Mesozoikum herrschende Ozeanöffnung von einem Ozeanschließen mit Gebirgsbildung abgelöst (R. Dadlez 1980). Das polnische Unterkreidebecken befand sich näher an dem ozeanischen Gebiet der Tethys als des Atlantiks, daher drangen die initialen Unterkreide-Transgressionen im Riazanian von Südosten in das Gebiet Polens ein.

Im Berrias und Valangin dominierten im Polnischen Flachlande die Tethys-Einflüsse, dagegen waren im Hauterive und Barreme-Mittelalb die Ingressionen aus dem sich in Nordwesten entwickelnden Atlantischen Ozean von entscheidender Bedeutung.

Vollständige Profile der Unterkreide sind auf die mittelpolnische Furche begrenzt (Abb. 1–5). Im Abschnitt der größten Subsidenz, – das heißt im Kujawy-Teil der Furche – ist eine kontinuierliche Sedimentation der Jura- und Unterkreide-Bildungen zu beobachten und die Unterkreide erreicht hier bis 600 m Mächtigkeit (Abb. 1).

Außerhalb der Furche sind größere lithologisch-stratigraphische Reduktionen vorhanden. Das Unterkreide-Becken des Polnischen Flachlandes ist charakterisiert durch eine Transgression, die durch immer weiter übergreifende Lagerung der jüngeren Sedimente zum Ausdruck kommt.

Charakteristisch ist auch die Entwicklung eines tektonischen Grabens auf dem Abhang der prävendischen Plattform, während des Berrias-Apt (Abb. 2).

III. STRATIGRAPHIE UND LITHOLOGIE

1. BERRIAS
(Tabelle 1)

An der Jura-Kreide-Wende bildeten sich im Polnischen Flachland wie im Germanischen und Pariser Becken brakkisch-lagunäre Purbeck-Becken, die zur mittelpolnischen Furche begrenzt waren. Zu dieser Zeit entstanden Mergel und Evaporite sowie teilweise Oolith- und Muschel-Kalksteine.

Die Jura-Kreide-Grenze (Colloque Crétacé inférieur, 1963 und 1973) verläuft innerhalb der Sedimente der Purbeck-Fazies (J. Kutek 1962; S. Marek 1967; W. Bielecka, J. Sztejn 1966; S. Marek, W. Bielecka, J. Sztejn 1969; W. Bielecka 1975; J. Dembowska, & S. Marek 1975, 1976, 1979; J. Mamczar 1966, 1973, 1982). Diese Grenze verläuft ungefähr im Hangenden der Ostrakoden-Zone ,,E" mit folgenden Arten: *Fabanella ansata* (Jones), *Klieana alata* (Martin) und *Mauteliana purbeckensis* (Forbes) (W. Bielecka, J. Sztejn 1966; W. Bielecka 1975).

Die überlagernden Purbeck-Ostrakoden-Zonen ,,D, C, B" und ,,A" beweisen Unter-Berrias, das oft mit der Ober-Wolga-Stufe korreliert wird (R. Casey 1977; A. Zeiss 1977).

Die Ostrakoden-Zonen ,,D, C, B" sind als brackisch-limnische Sulfat-Karbonate und Ton-Mergel ausgebildet, dagegen besteht die brackisch-marine Ostrakoden-Zone ,,A" aus Tonsteinen und mergeligen Schluffsteinen, höher aus sandigen Kalksteinen mit Detritus von *Cyrena, Solen, Cardium* und *Paludina*.

Neben der brackischen Ostrakode *Cypridea* cf. *posticalis* (Jones) treten marine Ostrakoden wie Palendocytherea und Schuleridea sowie die Foraminiferen *Ammobaculites, Eoguttulina* und *Lenticulina* auf.

Die Ostrakoden-Zone ,,A" kennzeichnet die initale Ryazan-Meerestransgression (S. Marek 1967). Aus Vergleichen mit dem anglo-germanischen Becken folgt, daß die Ostrakodenzonen ,,D, C, B" und ,,A" dem oberen Teil des unteren

MÄCHTIGKEITEN DER UNTEREN KREIDE (Berrias-Mittleres Alb)

Abb. 1. Mächtigkeiten der Unterkreideablagerungen (Barrême-Mittelalb). 1 = sichere Isopachyten; 2 = vermutliche Isopachyten; 3 = Verwerfungen; 4 = primäre Barrême-Verbreitung; 5 = Gebiet der vollkommenen postkretazischen Erosion; 6 = Gebiet der teilweisen postkretazischen Erosion; 7 = Linie des paläotektonischen Profiles; 8 = Karpatenflysch-Aufschiebung.

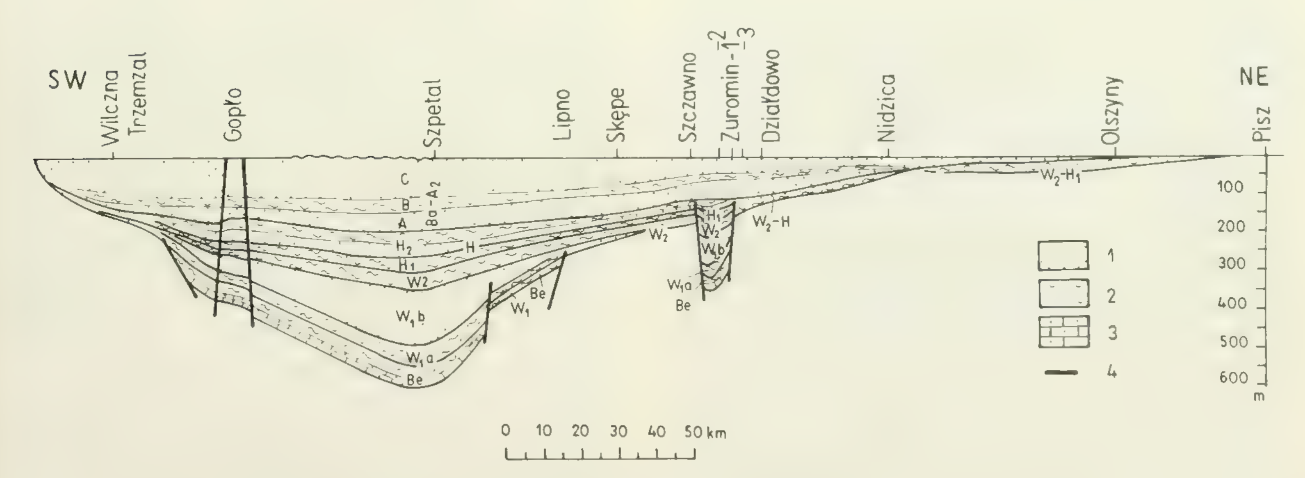


Abb. 2. Paläotektonischer Querschnitt der Unterkreide. 1 = Sandsteine; 2 = Tonsteine und Schluffsteine; 3 = kalkige Sandsteine; 4 = Verwerfungen; Be – Berrias; W = Valangin; W_{1a} = *Platylenticeras*-Untervalangin; W_{1b} = *Polyptychites*-Untervalangin; W_2 = Obervalangin; H = Hauterive; H_1 = Unterhauterive; H_2 = Oberhauterive; Ba-A_2 = Barrême-Mittelalb; A = Pagórki-Glied; B = Gopło-Glied; C = Kruszwica-Glied.

STUFE				LEITFOSSILIEN	LITHOLOGISCHE FORMATIONEN
BARREME – M.-ALB					Mogilno-F.
HAUTERIVE	OBER.			*Simbirskites*	Włocławek-F.
	UNTER.			*Endemoceras*	
VALANGIN	OBER.			*Dichotomites* und *Saynoceras*	
	UNTER.			*Polyptychites*	Bodzanów-F.
				Platylenticeras und *Neocomites*	
BERRIAS	OBER.	RYAZAN		*Surites* und *Eutymiceras*	Rogoźno-F.
				Riasanites und *Malbosiceras*	
	UNT.	PURBECK	A B C D	Ostracoden	Kcynia-F.
WOLGA	OBER.		E F	Ostracoden	

Tabelle 1.
Stratigraphisches Profil der Unterkreide im polnischen Flachland.

Purbecks und dem mittleren Purbeck Englands sowie dem oberen Teil der Münder-Mergel-Formation Deutschlands entsprechen. Diese stratigraphische Einstufung des Purbecks im Polnischen Flachland bestätigen die palynologischen Untersuchungen. Nach J. Mamczar (1966, 1982) war die herrschende Pflanzengruppe im Purbeck die Cheirolepidaceae (z. T. bis 87%). Wesentlichen Anteil an den Pflanzengemeinschaften hatten auch Nadelbäume mit den Familien Taxodiaceae-Cupressaceae sowie Pinaceae-Podocarpaceae; außerdem waren auch Filicales mit der Familie Gleicheniaceae vertreten.

Sedimente der Purbeck-Fazies erreichen eine Mächtigkeit bis 100 m wobei auf die Ostrakodenzone „A" 30 m entfallen.

Ober-Berrias – die Ryazan-Stufe ist gut mit Ammoniten belegt, die eine Einteilung dieser Stufe in die Schichten mit *Riasanites* und *Malbosiceras* (unten) und in die Schichten mit *Surites* und *Euthymiceras* (oben) erlauben (S. Marek, A. Raczyńska 1979a, b, 1982).

Schichten mit *Riasanites* und *Malbosiceras:* sandige Schluffsteine, Sandsteine und sandige Kalke mit *Riasanites riasanensis* (Wenetzky) Lahusen, *Praetollia* cf. *maynei* Spath, *Subcraspedites* sp. div., *Malbosiceras* cf. *malbosi* (Pictet), *Retowskiceras* cf. *andrussovi* (Retowski), *Picteticeras* cf. *picteti* (Jacob), *Picteticeras* cf. *jauberti* (Mazenot) und andere.

Schichten mit *Surites* und *Euthymiceras:* (Tonsteine, Schluffsteine mit sandig-sideritischen Einlagerungen und Sphärosideriten) mit: *Surites* cf. *spasskensis* (Nikitin), *Surites* cf. *subtzikwinianus* (Bogoslowski), *Externiceras* sp., *Subcraspedites* sp. sp., *Riasanites* sp., *Neocosmoceras* cf. *sayni* (Simionescu), *Euthymiceras* cf. *euthymi* (Pictet), *Neocosmoceras* cf. *platycostatum* (Sayn), *Neocosmoceras flabelliforme* (Hegarat), *Fauriella* sp. cf. *boissieri* (Pictet) und *Berriasella* sp.

Die erwähnten Ammoniten vertreten hauptsächlich süd- und mittelrussische Arten und nur untergeordnet nordrussische.

In der Ryazan-Stufe treten auch reichlich Lamellibranchiaten auf, vor allem *Exogyra sinuata* (Sowerby) sowie Foraminiferen und Ostrakoden. Unter den Foraminiferen herrschen die kalkschaligen Gattungen *Lenticulina, Vaginulinopsis, Reinholdella, Trocholina, Citharina* und *Epistomina* vor, weniger zahlreich sind die agglutinierenden Formen: *Haplophragmoides, Trochammina* und *Reophax.* Ostrakoden sind mit den Gattungen *Protocythere, Schuleridea, Cytherella* und *Paranotacythere* vertreten.

Mikrofloristische Untersuchungen konnten nachweisen, daß an der Wende der Purbeck-Fazies zu den marinen Sedimenten der Ryazan-Stufe ein plötzliches Verschwinden der Familie Cheirolepidaceae erfolgte und eine Entwicklung der Nadelbäume-Coniferales der Familien Taxodiaceae-Taxaceae-Cupressaceae (bis 50%) und der Familien Pinaceae-Podocarpaceae (bis 8%) einsetzte. Zu beobachten ist ein hoher Anteil an Farnen vor allem der Familie Gleicheniaceae (bis 31%), dagegen traten Schachtelhalme (Equisetales) und Bärlappgewächse (Lycopodiales) zurück. Nach J. Mamczar (1966, 1973, 1982) weist der Sporen- und Pollenkomplex auf eine größere Feuchtigkeit in der Ryazan-Stufe als im Purbeck hin.

Die Mächtigkeit des ganzen Berrias erreicht 160 m, des marinen Anteils 60 m.

2. VALANGIN

Das Unter-Valangin ist im Polnischen Flachland in die Platylenticerasschichten (unten) und die Polyptychites-Schichten (oben) unterteilt.

Platylenticeras-Schichten bilden eine Kontinuität zur marinen Ryazan-Stufe. Es sind vor allem Tonsteine, untergeordnet Schluffsteine, im Randgebiet sandige Sedimente mit Sideriteinlagerungen ausgebildet mit vereinzelten Ammoniten *Platylenticeras (Pl.) heteropleurum postrum* (Koenen), *Platylenticeras (Pl.) gevrilianum gevrilianum* (d'Orbigny), *Platylenticeras (Tolypeceras) marcoisianum inflatum* (Koenen), *Neocomites neocomiensis* (d'Orbigny), *Neocomites neocomiensis* var. *premolica* (Sayn), *Polyptichites* sp. cf. *gravidus* (Koenen) sowie Belemniten *Oxyteuthis primus* Błaszkiewicz.

Lamellibranchiaten sind vertreten durch zahlreiche *Exogyra sinuata* (Sowerby); auch die Mikrofauna ist reich. Unter den Foraminiferen herrschen agglutinierende Formen: *Trochammina, Glomospirella, Verneuillinoides, Haplophragmoides, Reophax* und *Ammobaculites.* Untergeordnet treten auch kalkschalige Foraminiferen auf wie *Lenticulina, Astacolus, Saracenaria, Citharina, Reinholdella, Trocholina, Epistomina, Spirilina, Eoguttulina, Globulina* und *Vaginulinopsis.* Ostrakoden sind spärlich mit *Protocythere, Schuleridea* und *Paranotacythere* vertreten. Die *Platylenticeras*-Schichten erreichen eine maximale Mächtigkeit von 60 m.

Polyptychites-Schichten weisen im zentralen Beckenteil eine lithologische Dreiteilung auf. Den mittleren Profilteil bilden limnische, graue Sandsteine, meistens feinkörnige mit mittel- und grobkörnigen Sandsteineinlagerungen mit reichlich inkohltem Pflanzendetritus und tonig-kohligen Linsen mit Muskowit. Dagegen den unteren und oberen Profilteil bilden feingebankte, marine Tone und Schluffsteine mit Ei-

senkonkretionen. Im unteren Profilteil wurden vereinzelt Bruchstücke der Ammonitengattung *Polyptychites* und der Ostrakodengattung *Dolocytheridea* gefunden. Außerhalb des Beckenzentrums in West-Polen bilden die *Polyptychites*-Schichten vorwiegend Sandsteine mit Zwischenlagen von Rhizoiden-Schluffsteinen, die auf eine Sumpfsedimentation hinweisen. Die stratigraphische Lage der ausgesonderten *Polyptychites*-Schichten zeigt ihre Lage oberhalb der *Platylenticeras*-Schichten und unterhalb des Obervalangin. Die maximale Mächtigkeit der *Polyptychites*-Schichten beträgt ca. 120–150 m.

Das Ober-Valanging (Schichten mit *Dichotomites* und *Saynoceras)* zeigt eine neue marine Ingression. Im zentralen Beckenteil bilden sich im Ober-Valangin graue und aschgraue Tonsteine, Schluffsteine mit Sandsteineinlagerungen, ziemlich häufig sind sandig-dolomitisch-sideritische Zwischenlagen mit Kalzit- und Eisenoolithen. Die Ammonitenführung ist gut: *Dichotomites bidichotomus* (Leymerie), *Dichotomites* cf. *biscissus* (Koenen), *Dichotomites* cf. *petschorensis* (Bogosłowski), *Polyptychites* cf. *ramulicostatus* (Pawłow), *Polyptychites* cf. *michalskii* (Bogosłowski), *Polyptychites nucleus* (Roemer), *Polyptychites* cf. *ascendens* Koenen, *Neocraspedites complanatus* (Koenen), *Saynoceras verrucosum* (d'Orbigny), *Leopoldia* sp. cf. *biassalensis* (Karakasch), *Astieria bachelardi* Sayn, *Neocomites biformis* Sayn, *Bochianites neocomiensis* (d'Orbigny) u. a.

Unter den Lamellibranchiaten treten zahlreich auf: *Panopea* cf. *gurgitis* (Brogniart), *Grammatodon* cf. *securis* (d'Orbigny) und Arten der Gattungen *Corbula, Gervillea, Trigonia, Chlamys* sowie *Ostrea.*

Im südöstlichen Teil des Polnischen Flachlandes besteht das Ober-Valangin, das dort das älteste Glied der Unterkreide darstellt, hauptsächlich aus mergeligen und kalkigen oolitheisenhaltigen und detritischen Gesteinen.

Außer Lamellibranchiaten ist in diesen Sedimenten auch Schalenschutt von Brachiopoden, Ammoniten, Bryozoen und Würmern festzustellen. Epikontinentale tonig-sandige Sedimente von wahrscheinlichem Ober-Valangin-Alter wurden unter dem aufgeschobenen Karpaten-Flysch festgestellt (S. Geroch, A. Jednorowska, W. Moryc 1972).

In den Schichten mit *Dichotomites* und *Saynoceras* kommt eine reiche Mikrofauna vor. Außer den agglutinierenden Foraminiferen *Glomospirella, Ammodiscus* und *Haplophragmoides* finden sich häufiger kalkschalige Foraminiferen: *Lenticulina, Citharina, Marginulina, Saracenaria, Epistomina, Reinholdella* und *Planispirillina.*

Zu betonen ist das Erscheinen neuer Ostrakodenarten der Gattungen: *Stravia, Haplocytheridea, Schuleridea, Protocythere, Cytherelloidea, Cytherella, Euryitycythere* und *Dolocytheridea.* Die maximale Mächtigkeit des Ober-Valangin im Polnischen Flachland beträgt 30–50 m.

Die Pflanzendecke im Valangin unterlag im Vergleich mit dem Berrias keinen wesentlichen Änderungen. Die herrschenden Pflanzengruppen sind weiter die Nadelbäume mit den Familien Taxodiaceae-Taxaceae-Cupressaceae (bis 50%); zu beobachten ist ein wenig größerer Anteil der Familien Pinaceae-Podocarpaceae sowie auch ein weiteres Auftreten der Farne, vorwiegend der Familie Gleicheniaceae. Das zeugt für ein wärmeres und noch feuchteres Klima als im Berrias.

3. HAUTERIVE

Das Unter-Hauterive ist deutlich transgressiv; im zentralen Beckenteil bildeten sich dunkle Tonsteine oder Schluffsteine, zuweilen sandig mit Zwischenlagen von grauen Tonsteinen und Sideriten. Im oberen Profilteil sind die Sedimente sandiger und enthalten stellenweise Anhäufungen von Eisenoolithen. Im südöstlichen Beckenteil des Polnischen Flachlandes sind Zwischenlagen von kalkig-sideritischen Sandsteinen mit Eisenoolithen von großer Bedeutung. Vereinzelte Ammoniten vertreten durch die Arten: *Endemoceras* cf. *amblygonium* (Neumeyer et Uhlig), *Endemoceras* aff. *enode* Thiermann, *Endemoceras* sp. (ex gr. *noricum – enode)* und *Endemoceras* sp. (S. Marek 1961, 1968, 1969; A. Raczyńska 1979).

Reich sind auch Lamellibranchiaten und Gastropoden vertreten, unter anderen *Panopea* cf. *gurgitis* (Brogniart), *Grammatodon securis* (d'Orbigny) und Arten der Gattungen *Corbula, Pholadomya* und *Natica* sp.

In der Mikrofauna herrschen kalkschalige Foraminiferen: *Lenticulina, Vaginulinopsis, Epistomina, Marginulina* und *Citharina.* Agglutinierende Foraminiferen sind vertreten durch die Gattungen: *Haplophragmoides, Ammobaculites, Trochammina* und *Glomospirella.* Ostracoden mit den Gattungen *Haplocytheridea, Mandocythere, Schuleridea, Stillina, Paranotacythere, Euryitycythere* und *Cytherelloidea.*

Charakteristisch für das Unter-Hauterive sind: *Epistomina caracolla caracolla* (Roemer), *Marginulina pyramidalis* (Koch) und *Schuleridea* aff. *lamplughi* (Neale).

Das Unter-Hauterive erreicht eine maximale Mächtigkeit bis zu 50 m.

Das Ober-Hauterive ist zweigeteilt. Den unteren Komplex bilden feinkörnige bis grobkörnige, graue Sandsteine, teilweise dolomitische und sideritisch, mit Anhäufungen von Goethit-Chamosit-Oolithen. Die Mächtigkeit dieses Komplexes beträgt bis zu 45 m.

In diesen Sedimenten wurden nur agglutinierende Foraminiferen der Gattungen *Glomospirella, Reophax* und *Verneuillinoides* nachgewiesen.

Den oberen Komplex bilden wieder Tonsteine und dunkle Schluffsteine mit reichlich Pyrit. Im zentralen Beckenteil kommen Anhäufungen von Dolomit-Siderit-Chamosit-Oolitherzen vor. Ein großer Teil dieser Sedimente kann mit vereinzelten *Simbirskites (Craspetodiscus) gottschei* (Koenen) und *Simbirskites (Crasp.)* sp. (A. Raczyńska 1979) eingestuft werden. Außerdem tritt hier eine charakteristische Foraminiferen-Gemeinschaft auf, mit den Gattungen *Trochammina, Trocholina, Psammosphera, Reophax, Lagenammina, Glomospirella* und *Textularia.*

Die Sedimente des oberen Hauterive erreichen eine maximale Mächtigkeit bis zu 80 m.

In der Pflanzengemeinschaft ist im Hauterive eine Zunahme der Nadelbäume besonders mit der Familie Taxodiaceae-Taxaceae-Cupressaceae (bis 69%) zu beobachten; unter den Farnen hat die Familie Gleicheniaceae den größten Anteil. Die Pflanzengemeinschaft weist auf ein warmes und feuchtes Klima hin.

4. BARRÊME – MITTELALB

Die auf dem Hauterive und unter dem Oberalb liegenden, überwiegend sandigen Sedimente, wurden als Mogilno-Formation ausgeschieden, die in drei Glieder eingeteilt wurde: Pagórki-Goplo- und Kruszwica-Glied (A. Raczyńska 1979).

Das Pagórki-Glied, dem ein Barrême-Alter zugeschrieben wurde, bilden feinkörnige, weiße Sandsteine, oft mit Kaolinit-Zement ohne Glaukonit und Makrofauna, stellenweise nur mit inkohltem Pflanzendetritus. In tonigen Zwischenlagen findet man agglutinierende Foraminiferen wie *Ammobaculites* und *Reophax.*

Im Barrême ist eine wesentliche Änderung in der Pflanzendecke zu beobachten. Die bis zum Hauterive herrschenden Nadelbäume mit den Familien Taxodiaceae-Taxaceae-Cupressaceae haben nunmehr einen wesentlich geringeren Anteil bei gleichzeitiger Zunahme der Familien Pinaceae-Podocarpaceae. Unter den Farnen ist die Abnahme der Familie Gleicheniaceae zugunsten anderer Familien der Filicales anzumerken. Einen geringen Anteil in der Pflanzengemeinschaft haben auch Schachtelhalme (Equisetales) und Bärlapp-Gewächse (Lycopodiales). Diese Pflanzengemeinschaft weist auf ein warmes Klima, jedoch wesentlich trockener als im Hauterive.

Das Pagórki-Glied (Barrême) erreicht eine maximale Mächtigkeit von 50–75 m.

Das Goplo-Glied, für das Apt angenommen wird, bilden Tonsteine, sandige Schluffsteine und dunkelgraue Sandsteine mit Glaukonit, manchmal mit Zwischenlagen von eisenhaltigen Oolithen und Chamosit-Erzen. In der Warszawa-Mulde wurden unbestimmbare Ammoniten gefunden (S. Marek 1968).

Die Mikrofauna wird vertreten vor allem durch agglutinierende Foraminiferen: *Reophax, Verneuillinoides, Haplophragmoides* und *Tritaxia.* Unter den kalkschaligen Foraminiferen herrschen Arten der Gattungen *Marginulina, Lenticulina, Astacolus, Paleomi* und *Trocholina* vor; vereinzelt findet man auch Ostrakoden Cypridea.

In der Pflanzengemeinschaft ist wiederum eine Änderung bemerkbar. Die Nadelbäume der Familien Taxodiaceae-Taxaceae-Cupressaceae treten zurück (nur 29%) ebenso die Familien Pinaceae-Podocarpaceae (bis 8%). Unter den Farnen – Filicales ist wieder eine Zunahme der Familie Gleicheniaceae anzumerken mit gleichzeitiger Entfaltung anderer Familien der Filicales und Lyopodiales (bis 26%); die Schachtelhalme – Equisetales haben geringen Anteil. Diese Pflanzengemeinschaft zeigt eine Zunahme der Klimafeuchtigkeit an.

Das Goplo-Glied (Apt) erreicht eine Mächtigkeit von 40–50 m.

Das Kruszwica-Glied, bestimmt als Unter- und Mittelalb, bilden feinkörnige, graue, kalkfreie Sandsteine mit Glaukonit; im Liegenden und Hangenden oft grobkörnig und konglomerathaltig. Reichlich findet man inkohlten und pyritisierten Pflanzendetritus und in vereinzelten Tonzwischenlagen geringe Mengen von Foraminiferen der Gattungen *Quinqueloculina, Bullopora, Lenticulina* und *Miliospirella.* Das Kruszwica-Glied wird nach oben mit sandigen Mergeln mit Phosphoriten abgeschlossen, die Aucellinen und Belemniten des Oberalb enthalten (S. Cieśliński 1959a, b, 1960).

Die maximale Mächtigkeit des Kruszwica-Glieds beträgt 100 m. Für die ganze Mogilno-Formation (Barrême-Mittelalb) kann 150–220 m Mächtigkeit angegeben werden.

IV. SEDIMENTATIONSGESCHICHTE UND PALÄOGEOGRAPHISCHE ENTWICKLUNG

Das sich im Ober-Wolga und im Unter-Berrias ausgebildete relikthafte Purbeck-Becken ist zur mittelpolnischen Furche hin begrenzt.

Zu Beginn der Ryazan-Stufe wurde das Binnen-Bekken in ein brackisch-marines Becken (Ostrakoden-Zone „A") und danach in ein marines Becken mit terrigenen Einschüttungen umgestaltet. Anfänglich sind es sandig-karbonatische Bildungen und danach mehr tonig-schluffige Sedimente. Die Ammoniten sind vertreten, vor allem südliche Arten, unter anderen die Gattungen *Fauriella, Malbosiceras, Euthymiceras, Neocosmoceras, Picteticeras, Berriasella* und *Retowskiceras* sowie mittelrussische Arten der Gattung *Riasanites.* Hierin liegt ein Beweis, daß die Initialtransgression des Ryazan-Meeres nach Polen von Südosten, also aus der West-Tethys eingedrungen ist. Nur die Gattungen *Surites, Subcraspedites, Externiceras* und *Praetollia* zeugen für Meereseinflüsse aus Nordwesten vom Nordatlantik.

Im Unter-Valangin (*Platylenticeras*-Schichten) folgt kontinuierlich die mit dem Ryazan-Meer begonnene Sedimentation. Das Meer erweiterte seinen Bereich vor allem nach Nordpolen (Abb. 3); es entstanden dunkle Tonsteine und Schluffsteine mit Siderit. Ammoniten der Gattungen *Platylenticeras* und *Neocomites* sowie Belemniten *Oxyteuthis* weisen auf eine Verbindung des polnischen Beckens mit den Provinzen der Tethys und des Atlantiks (Anglo-Germanisches Becken) hin.

Im späteren Unter-Valangin (*Polyptychites*-Schichten) erweitert das Meer wiederum seinen Bereich im Vergleich mit den Platylenticeras-Schichten. Es ist jedoch eine Verflachung und teilweise Aussüßung des Beckens zu beobachten, worauf sandige Sedimente und sumpfig-schluffige Einlagerungen mit Rhizoiden und Holzstücken hinweisen. Zeitweilig überwogen die zufließenden Süßwässer. Eine Moorsedimentation konnte sich in den seichten Beckenteilen entwickeln, vorübergehend von ausgedehnten Wattgebieten abgelöst.

In der Ryazan-Stufe und im Unter-Valangin wurde das terrigene Material in das Sedimentationsbecken vorwiegend vom Norden zugeführt (Abb. 3, 4).

Im Ober-Valangin wiederholt sich eine Dominanz des marinen Einflusses. In den Randzonen ist ein Übergreifen der transgressiven Bildungen bemerkbar, die mittelpolnische

BERRIAS - UNTER VALANGIN (Platylenticeras-Schichten)



Abb. 3. Paläofazies für die Zeitspanne Berrias bis *Platylenticeras*-Untervalangin. 1 = Tonsteine und Schluffsteine im unteren Teil mit sandigen Kalken. 2 = Tonsteine und sandige Schluffsteine; 3 = schluffig-sandige Kalksteine; 4 = Ammoniten; 5 = gegenwärtige Verbreitung des *Platylenticeras*-Untervalangin; 6 = gegenwärtige Berrias-Verbreitung; 7 = Gebiet der postkretazischen Erosion; 8 = primäre Verbreitung des Festlandes im Untervalangin; 9 = Verbreitung der Lithofaziesfelder; 10 = Karpatenflysch-Aufschiebung.

Furche wird überschritten (Abb. 5). In dieser Zeit sedimentierten dunkle, zuweilen dolomit-sideritische Tonsteine und Schluffsteine. Im südöstlichen Teil des polnischen Beckens wurden diese Sedimente durch oft oolithe und organo-detritische Kalksteine und Mergel vertreten. Gegen Ende des Ober-Valangin erfolgte in Westpolen eine kurzdauernde Meeresregression sowie eine allgemeine Beckenverflachung. Die Ammoniten der Gattungen *Dichotomites, Polyptychites, Neocraspedites, Saynoceras, Astieria, Bochianites, Leopoldia* und *Neocomites* beweisen eine andauernde Verbindung des polnischen Beckens mit der Tethys sowie Einflüsse aus den mittelrussischen und anglo-germanischen Meeresbecken.

Zu betonen ist, daß das Klima im Valangin wesentlich wärmer und feuchter war als im Berrias.

Im Unter-Hauterive sedimentierten allgemein dunkle, tonigschluffige Ablagerungen mit der größten Ausdehnung im Neokom. Das Übergreifen der Unter-Hauterive-Sedimente beweist einen erneuten transgressiven Vorstoß. Ammoniten der Gattung *Endemoceras* zeugen nunmehr für einen entscheidenden Einfluß aus dem anglo-germanischen Meer.

Den Anfang des Ober-Hauterive kennzeichnet eine erneute Beckenverflachung, Erosion am Beckenrand und

UNTER VALANGIN – Polyptychites Schichten

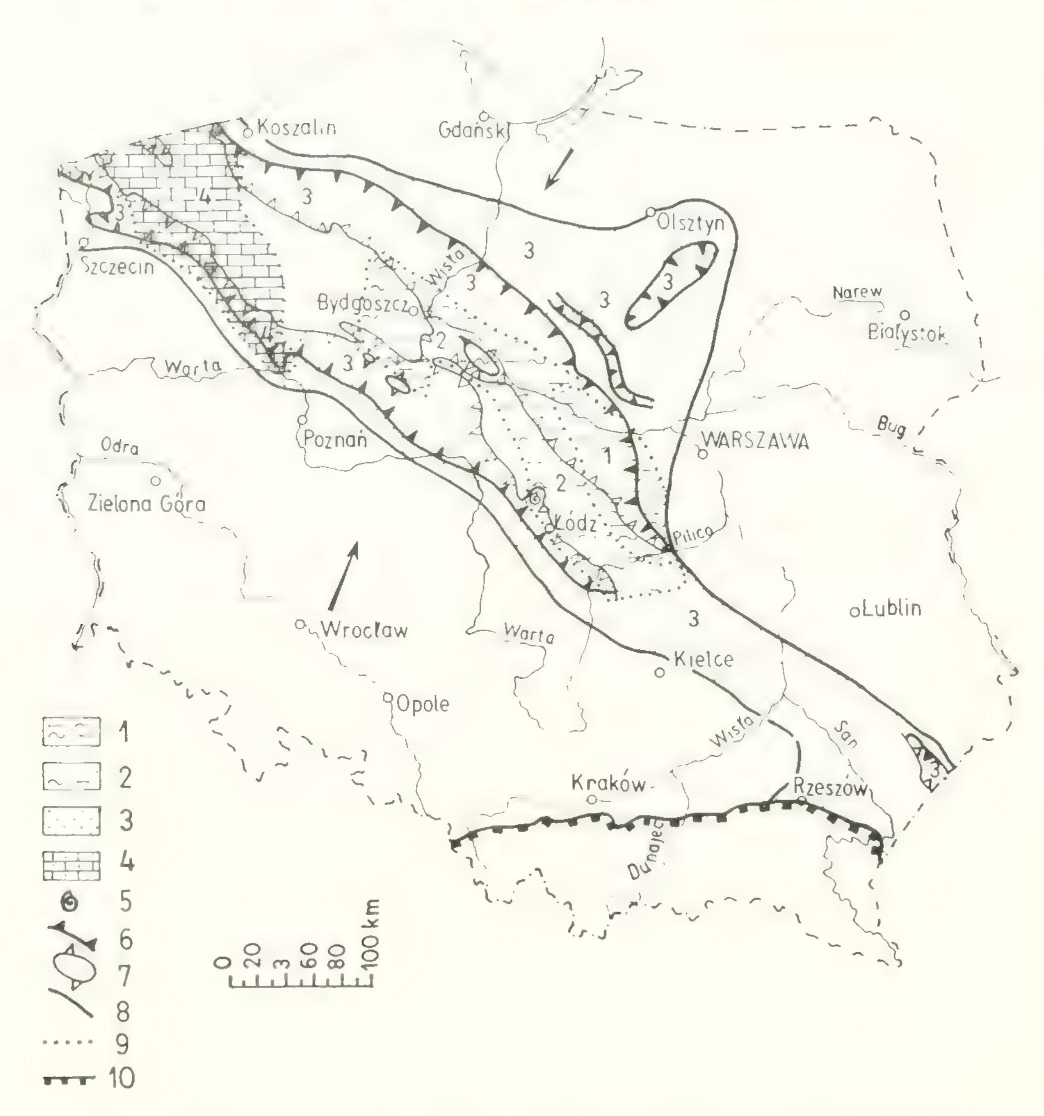


Abb. 4. Paläofazies-Typen des *Polyptychites*-Untervalangin. 1 = Tonsteine und sandige Schluffsteine; 2 = tonig-schluffige Sandsteine; 3 = Sandsteine teilweise mit Rhizoiden; 4 = kalkige Sandsteine; 5 = Ammoniten; 6 = gegenwärtige Verbreitung des *Polyptychites*-Untervalangin; 7 = Gebiete der postkretazischen Erosion; 8 = primäre Land-Verbreitung; 9 = Verbreitung der Lithofaziesfelder; 10 = Karpatenflysch-Aufschiebung.

großer Antransport von Sandmaterial. Hier überwiegen Sandsteine mit Einlagerungen von Oolith-Goethit-Chamosit-Erzen.

Im jüngeren Ober-Hauterive ist eine Änderung der Sedimentationsbedingungen zu beobachten; es bilden sich dunkle tonig-schluffige Sedimente. Gegen das Ende des Hauterives steigt der Gehalt an terrigenem Material und örtlich kommt es zu der Konzentration von Eisenoolitherzen. Vereinzelte Ammoniten der Gattung *Simbirskites* weisen auf Meereseinflüsse aus Nordwesten, vom anglo-germanischen Becken hin.

Das Klima war feuchter und wärmer als im Valangin.

Im Barrême beginnt ein neuer Sedimentationszyklus der Unterkreide (Abb. 2). Zu dieser Zeit entstehen Kaolinitsandsteine mit Pflanzenresten. Dieses sandige Glied zeugt für eine erhebliche Aussüßung und eine Einengung des Beckens. Das Klima war im Barrême weiterhin warm, jedoch trockener als im Hauterive.

Das Apt wird durch tonig-schluffig-sandige Sedimente mit Glaukonit gebildet, und zeigt eine erneute Meerestransgression und Beckenvertiefung. Das warme Klima ist wieder feuchter geworden.

Im Unter- und Mittel-Alb erweiterte sich die Meerestransgression. Es hatte sich ein seichtes Sedimentationsbekken gebildet in dem glaukonitische Sandsteine abgesetzt wurden. Diese Bildungen greifen über alle älteren Glieder der Unterkreide hinweg.

Das Meeresbecken im Polnischen Flachland wies in der Unterkreide eine expansive Entwicklung auf, die sich in der jeweiligen übergreifenden Lagerung der jeweils stratigraphisch jüngeren Glieder ausprägt.

OBER VALANGIN-HAUTERIVE



Abb. 5. Paläofazies-Typen für die Zeitspanne Obervalangin-Hauterive. 1 = Tonsteine und Schluffsteine; 2 = tonig-schluffige Sandsteine; 3 = Sandsteine; 4 = Kalksteine; 5 = Ammoniten; 6 = gegenwärtige Verbreitung des Obervalangin; 7 = gegenwärtige Verbreitung des Hauterive; 8 = Gebiet der postkretazischen Erosion; 9 = primäre Land-Verbreitung im Hauterive; 10 = Verbreitung der Lithofaziesfelder; 11 = Karpatenflysch-Aufschiebung.
Text zur Arbeit MAREK

LITERATUR

BIELECKA, W. (1975): Foramminifera and brackish Ostracoda from the Portlandian of Polish Lowland (Otwornice i brakiczne małżoraczki z portlandu Niżu Polski). – Acta paleont. pol., 20 (3), Warszawa.

— — SZTEJN J. (1966): Stratygrafia warstw przejściowych między jurą a kredą na podstawie mikrofauny. Kwart. geol., **10** (1), Warszawa.

CASEY, R. (1977): Correlation of Ammonite zones Jurassic-Cretaceous boundary beds in the boreal belt. International Colloquium on the Upper Jurassic and Jurassic/Cretaceous boundary. – Abstracts. Novosibirsk.

CIEŚLIŃSKI, S. (1959a): Alb i cenoman północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. – Prace Inst. Geol., **28**, Warszawa.

— — (1959b): Początki transgresji górnokredowej w Polsce. – Kwart. geol., **3**, (4), Warszawa.

— — (1960): Biostratygrafia i fauna albu Polski (bez albu prowincji alpejskiej). – Prace Inst. Geol., **30**, cz. 2, Warszawa.

COLLOQUE sur le Crétacé inférieur (Lyon septembre 1963), (1965): Conclusions generales. – Mem. Bureau Rech. Geol. Min., **34**, Paris.

COLLOQUE sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon – Neuchatel 1973), 1975: Discussions sur la position de la limite Jurassique-Crétacé. – Mem. Bureau Rech. Geol. Min., **86**, Paris.

DADLEZ, R. (1980): Tektonika wału pomorskiego. – Kwart. geol., **24**, (4), Warszawa.

— — & MAREK, S. (1969): Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. – Kwart. geol., **13** (3), Warszawa.

DEMBOWSKA, J. (1973): Portland na Nizu Polski. – Prace Inst. Geol., **70**, Warszawa.

— — (1979): Systematyzowanie litostratygrafii jury górnej w Polsce północnej i środkowej. – Kwart. Geol., **23**, (3), Warszawa.

— — & MAREK, S. (1975): Développment du bassin de sedimentation sur la basse plaine de Pologne á la limite du Jurassique et du Crétacé. – Mem. Bureau Rech. Geol. Min., **86**, Paris.

— — & — — (1976): Stratygrafia i paleogeografia utworów z pogranicza jury i kredy na Niżu Polskim. – Biul. Inst. Geol., **295**, Warszawa.

— — & — — (1979): Granica jura-mieł Polskoj nizmiennosti. Wierchniaja jura i granica jej z miełowoj sistemoj (Otdielnyj ottisk). – Akademia Nauk SSSR. Sibirskoje otdielenie. – Institut Gieołogii i Gieofiziki. Izdatielstwo „Nauka", Sibirskoje Otdielenie, Novosibirsk.

GEROCH, S., JEDNOROWSKA, A. & MORYC, W. (1972): Utwory dolnej kredy w południowej cześci przedgórza Karpat. – Rocz. Pol. Tow. Geol., **42**, (4), Kraków.

KEMPER, E., RAWSON, P. F. & THIEULOY, J. P. (1981): Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of northwest Europe. – Palaeontology, **24**, (2), London.

KUTEK, J. (1962): Górny kimeryd i dolny wołg północno-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. – Acta geol. pol., **12**, (4), Warszawa.

MAMCZAR, J. (1966): Stratygrafia palynologiczna warstw z pogranicza jury i kredy na Kujawach. – Kwart. geol., **10**, (1), Warszawa.

— — (1973): La stratigraphie des sediments du Barremien á l'Albien moyen sur la Basse Plaine de Pologne portant des etudes des microspores. – Academy of Sciences USSR. Sibirien Branch. – Institute of Geology and Geophysic.

— — (1982): Mikroflora kredy dolnej. In: Budowa geologiczna Polski. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Część 3. Mezozoik. Kreda. Instytut Geologiczny. Warszawa (im Druck).

MAREK, S. (1961): Nowy pogląd na stratygrafię neokomu w Rogoźnie. – Kwart. geol., **5**, (2), Warszawa.

— — (1965): Dyskusyjne problemy granicy jura-kreda. – Kwart. geol. **9**, (4), Warszawa.

— — (1967): Infrawalanzyn Kujaw. – Biul. Inst. Geol., **200**, Warszawa.

— — (1968): Zarys stratygrafii kredy dolnej niecki brzeżnej. – Kwart. geol., **12**, (2), Warszawa.

— — (1969): Zarys stratygrafii kredy dolnej Kujaw. – Kwart. geol., **13**, (1), Warszawa.

— — (1977): Kreda dolna. In: Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej / strefa Gopło-Ponętów-Pabianice /. Oprac. zbior. pod redakcją S. Marka. – Prace Inst. Geol., **80**, Warszawa.

— — (1983): Kreda dolna. In: Budowa geologiczna niecki warszawskiej / płockiej / i jej podłoża. – Prace Inst. Geol., **103**, Warszawa.

— — BIELECKA, W., & SZTEJN, J. (1969): Górny portland (wołg) i berias (riazań) na Niżu Polskim. – Kwart. geol., **13**, (3), Warszawa.

— — & RACZYŃSKA, A. (1973a): Kreda dolna Niżu Polskiego (bez albu górnego). In: Budowa Geologiczna Polski. T. 1. Stratygrafia, Cz. 2. Mezozoik. Inst. Geol. Warszawa.

— — & RACZYŃSKA, A. (1973b): The stratigraphy and paleogeography of the Lower Cretaceous deposits of the Polish Lowland area. The Boreal Lower Cretaceous. – Proceeding International Special **5**, Liverpool.

— — & RACZYŃSKA A. (1979a): Obecny podział litostratygraficzny epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce i propozycje jego uporządkowania. – Kwart. geol., **23**, (3), Warszawa.

— — & RACZYŃSKA, A. (1979b): Palaeogeographie der Unterkreide des nordpolnischen Beckens. – Europäische Kreide. IUGS, Series A, **6**, Stuttgart.

— — & RACZYŃSKA, A. (1982): Kreda dolna. In: Budowa geologiczna Polski. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Część 3. Mezozoik. Kreda. Inst. Geol. Warszawa (im Druck).

— — & ZNOSKO, J. (1972): Tektonika Kujaw. – Kwart. geol., **16**, (1), Warszawa.

MORYC, W. & WAŚNIOWSKA, J. (1965): Utwory neokomskie z Baszni koło Lubaczowa. – Rocz. Pol. Tow. Geol., **35** (1), Kraków.

RACZYŃSKA, A. (1967): Stratygrafia i sedymentacja osadós kredy dolnej w Polsce Zachodniej. – Biul. Inst. Geol., **210**, Warszawa.

— — (1979): Stratygrafia i rozwój facjalny młodszej kredy dolnej na Niżu Polskim. – Prace Inst. Geol., **89**, Warszawa.

SZTEJN, J. (1967): Stratygrafia mikropaleontologiczna kredy dolnej Kujaw. – Biul. Inst. Geol., **200**, Warszawa.

— — (1968): Mikrofauna w osadach morskich kredy dolnej w niecce brzeżnej. – Kwart. geol., **11**, (2), Warszawa.

— — (1969a): Foraminifera assemblages in the Valanginian of the Polish Lowland. – Rocz. Pol. Tow. Geol., **39**, (2–3), Kraków.

— — (1969b): Mikrofauna dolnokredowa na wale Kujawskim. – Kwart. geol., **13**, (1), Warszawa.

— — (1982): Mikrofauna kredy dolnej. In: Budowa geologiczna Polski. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Część 3. Mezozoik. Kreda. – Instytut Geologiczny, Warszawa (im Druck).

WITKOWSKI, A. (1969): Budowa geologiczna niecki tomaszowskiej. Prace Inst. Geol., **53**, Warszawa.

ZEISS, A. (1977): Correlation problems in the Upper Jurassic of Europe and some reflection on the Jurassic / Cretaceous boundary. – International Colloquium on the Upper Jurassic and Jurassic-Cretaceous boundary. Abstracts. Novosibirsk.

ZNOSKO, J. (1969): Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. – Przew. XLI Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.

— — (1975): Tectonic Units of Poland, against the Background of the Tectonics of Europe. – Special Anniversary Symposium, Warsaw, June 16-18, 1970. – Geological Institute, Bull., **252**, Warszawa.

Zitteliana	**10**	65–95	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

The Mid-Cretaceous transgression onto the Central Polish Uplands (marginal part of the Central European Basin)

By

RYSZARD MARCINOWSKI & ANDRZEJ RADWANSKI*)

With 6 text figures, 8 plates and 1 table

ABSTRACT

The Central Polish Uplands belonged to the south-eastern marginal parts of the Central European Basin during the mid-Cretaceous transgression. The topography of the Kimmerian tilted substrate controlled not only the transgressing sea but also the extent of the shoreline and the paleoenvironments of the mostly sublittoral successions. The transgressive deposits from the Middle Albian *eodentatus* Subzone until the Late Turonian *Inoceramus costellatus* Zone reflect the gradual filling of the basins and the effects of synsedimentary movements: either regional block-faulting (Cracow Upland in the southern part of the Polish Jura) or a continous uplift of submarine swells (Polish Jura Swell, Annopol Swell). Four pulses can be recognized within the mid-Cretaceous transgressive sequence. None of them is truly regressive, but all are particular episodes of one transgressive cycle. Abundant faunas particularly in phosphatic beds allow paleobiogeographical and environmental conclusions with a special contribution to the phosphorite beds of Annopol-on-Vistula. Boreal and Tethyan affinities in the ammonite faunas are briefly discussed with some remarks on the extents of the two bioprovinces.

KURZFASSUNG

Das polnische Mittelgebirge gehörte zur Zeit der Mittelkreide-Transgression zum südöstlichen Randbereich des zentraleuropäischen Beckens. Die Topographie des jungkimmerisch verstellten jurassischen Untergrundes kontrollierte nicht nur den Ablauf der Transgression, sondern auch die Entwicklung der Küstenlinien und die Abfolge der überwiegend sublitoralen Sedimentation. Die transgressiven Ablagerungen von der *eodentatus* Subzone des mittleren Albs an bis zur *Inoceramus costellatus* Zone des obersten Turon spiegeln die allmähliche Auffüllung der Becken und die Auswirkungen der synsedimentären tektonischen Bewegungen wider: es sind teils regionale Bruchtektonik (Krakauer Hügelland im südlichen Teil des polnischen Jura), teils ein allmählicher Aufstieg submariner Schwellen (Polnische Jura Schwelle, Annopol-Schwelle). Es sind vier Phasen innerhalb der Mittelkreide-Transgression erkennbar; keine davon ist wirklich regressiv, sondern sie gehören einem transgressiven Zyklus an. Die reichen Faunen aus den Phosporiten ermöglichen detaillierte Aussagen zur Ökologie und zur Genese der Phosphoritvorkommen von Annopol/Weichsel. Anhand der Ammonitenfaunen werden die paläobiogeographischen Beziehungen zwischen borealer und Tethys-Faunenprovinz und die Einflüsse beider Faunenprovinzen auf das zentraleuropäische Becken diskutiert.

INTRODUCTION

The area of the Central Polish Uplands belongs to the south-eastern marginal parts of the Central European Basin. This marginal nature resulted from an elevated zone along the northern outskirts of the Alpino-Carpathian geosyncline. In Poland this zone has commonly been regarded as a more or less hypothetical meta-Carpathian arch. During Mesozoic time it temporarily separated the Carpathian flysch geosyncline from the epicontinental basins to the north. In the Early Albian parts of the meta-Carpathian arch had been uplifted, supplying coarse clastic material both to the south (towards the Carpathian flysch geosyncline) and to the north (onto the Central Poland Uplands area). The mid-Cretaceous trans-

*) R. MARCINOWSKI, A. RADWANSKI, Institute of Geology, University of Warsaw, Al. Zwirki-i-Wigury 93, PL-02-089 Warszawa, Poland.

gressive sequence has thus a primarily clastic character. It lies with a stratigraphic gap on the pre-Albian land topography. On the other hand, the morphology of the meta-Carpathian arch mostly resulted from the New-Kimmerian epeirogenesis, which was responsible both for the tectonic tilt (in the range of a few degrees) and the erosion of the Upper Jurassic sequence completed by the Tithonian (Volgian) decline (KUTEK & ZEISS 1974). Consequently the investigated mid-Cretaceous sequence, regardless the Neocomian sedimentary episode further to the north, rests upon eroded Oxfordian or Kimmeridgian substrate in most of the Central Polish Uplands area.

The mid-Cretaceous sequence exposed in many exposures in the Central Polish Uplands embraced the time interval from the Middle and Upper Albian to the Upper Turonian. Its deposition took place within the paleogeographic frames of the Central European Basin. It was basically controlled by the geotectonic development and subsidence of the Danish-Polish Trough to which the majority of the Polish territories (except the Carpathian geosyncline) have belonged during the post-Variscan (Alpine) tectogenic cycle.

GEOTECTONIC SETTING AND FORMATION OF THE CENTRAL POLISH UPLANDS

The development of the Danish-Polish Trough started in early post-Variscan time. Little is known of its Variscan substrate which has been deeply subsided and covered by a 6–8 km thick series of deposits, and therefore it is rarely reached by boreholes. The trough itself was filled by a complete sequence of Permian (mostly Zechstein) to uppermost Cretaceous deposits. The thickness is greatest along a rather narrow zone which signifies the axis of the trough: Zechstein over 1000 m, Triassic over 2000 m, Jurassic over 2000 m, Lower Cretaceous (Neocomian) over 500 m, and Middle and Upper Cretaceous over 2000 m. The Danish-Polish Trough – established along the south-western margin of the Fenno-Sarmatian Shield (the East European Platform) – represents a pericratonic zone of the aulacogen type (KUTEK & GLAZEK 1972; RADWANSKI 1975; ZIEGLER 1975). Its sedimentary sequence was mostly marine, and was laid down under shallow sublittoral and neritic conditions. The marine intervals were interfingering with a few nonmarine series developed during the regressive phases connected with the Old- and New-Kimmerian epeirogenesis. The latter resulted in termination of the Upper Jurassic marine cycle with the Purbeck and Weald series.

The axis of the Danish-Polish Trough parallels the south-western margin of the Fenno-Sarmatian Shield, and reflects a zone of deeper fractures, supposedly of rift character, both in the Earth crust and in the upper mantle (GUTERCH 1968, 1977). A tectonic uplift along this strongly subsiding axis took place in the Maestrichtian (Laramide phase of the Alpine cycle), resulting in the formation of the Mid-Polish Anticlinorium which divided the trough into the Szczecin-Lodz-Miechow Synclinorium, and the Danish-Polish (Gdansk-Warszawa-Lublin) Synclinorium, or Border Synclinorium (KUTEK & GLAZEK 1972), for it borders the Fenno-Sarmatian Shield. In this synclinorial zone, comprising the Danish Embayment area sensu LARSEN (1966), the regressive sea continued as late as the Upper Danian (HANSEN 1970); the stage is represented by marine deposits in this zone, both in Denmark and in Poland. The elevated zone of the Mid-Polish Anticlinorium corresponds in Denmark to the Ringkobing-Fyn-High (LARSEN 1966; CHRISTENSEN 1976).

The direction of the axis of the Mid-Polish Anticlinorium determines only the zone of maximum subsidence of the basin, whilst the facies distribution and paleogeographic trends during the Mesozoic marine invasions were controlled by a latitudinal direction of the Central European Basin. This is clearly shown by successive, eastwardly extending transgressions of the Zechstein, Triassic (Röt-Muschelkalk), Lower Jurassic (Pliensbachian and Lower Toarcian only), Middle and Upper Jurassic, Neocomian (Valanginian and Hauterivian), and finally of the Albian/Cenomanian till the Danian. The southward extent of some deposits seems to have been controlled by that very direction, e. g. in Liassic alluvial or intertidal series, Neocomian transgression, and (KUTEK & GLAZEK 1972, fig. 12) in the first stages of the Albian transgression.

The Holy Cross Mts belong also to the axial zone of the Danish-Polish Trough. Their Variscan core has been exposed by erosion which followed their maximal uplift. This latter has been caused not only by the Laramide uplift of the Mid-Polish Anticlinorium, – which was insufficient to expose the Variscan series for at least ca. 3 km of Mesozoic deposits had to be removed, – but also by another uplift, the circum-Carpathian one. The intersection of the two uplift zones resulted in successive processes of elevation and degradation that finally led to the denudation of Paleozoic basement of the Holy Cross Mts. The restored cross-sections through the Holy Cross region during Mesozoic time (KUTEK & GLAZEK 1972, figs. 5 and 6) evidently show that neither a land nor a submarine ridge existed at that time: the Variscan orogenic belt of the Holy Cross Mts had strongly been subducted along the Danish-Polish Trough.

The uplift of the circum-Carpathian zone at the northern margin of the Fore-Carpathian Miocene Depression was an isostatic response to the subsidence of the Depression. This uplift is responsible for the formation of the Central Polish Uplands, a hilly belt that repeats the outline of the Carpathians and their foredeep (fig. 1). The zone of the Central Polish Uplands embraces from the west successively: Upper Silesia, Polish Jura (with Cracow Upland as its southernmost part), Miechow Upland, Holy Cross Mts, and finally the Lublin Upland situated at the eastern end of the zone.

Due to the Laramide uplift and the subsequent erosion, the mid-Cretaceous transgressive deposits appeared at the surface along the Central Polish Uplands. The numerous exposures



Fig. 1. Tectonic sketch-map of Poland (without Quaternary and continental Tertiary cover), to show geotectonic setting of the Central Polish Uplands; areas of Cretaceous deposits under the Quaternary and continental Tertiary cover are stippled; axial zones of the main Laramide tectonic units are indicated. Within the Central Polish Uplands indicated are: *US* – Upper Silesia, *PJ* – Polish Jura; *CU* – Cracow Upland (southernmost part of the Polish Jura); *MU* – Miechow Upland; *HCM* – Holy Cross Mountains; *LU* – Lublin Upland.
Within the Fore-Carpathian Depression, its southern margin is delimited by the Carpathian overthursts, whilst the northern margin is taken as the extent of shoreline of the Middle Miocene (Badenian) sea.
Broken lines labelled *F-S Shield* indicate a generalized outline of stable margins of the Fenno-Sarmatian Shield ("Tornquist Line"), seismically recognizable within the basement of the Danish-Polish Trough.
Abbreviated are the names of localities discussed in the text: *A* – Annopol-on-Vistula; *B* – Biala Gora near Tomaszow; *C* – Mt. Chelmowa near Przedborz; *S* – Mt. Zajecza at Skotniki near Busko; *Bs* – Bystrzyca near Lublin; *L* – Lebork near Gdansk.

have been investigated for a long time (Samsonowicz 1925; Marcinowski 1974) and supplied rich and stratigraphically important ammonites and belemnites (pls. 4–7), other invertebrates (pl. 3) and vertebrates (pl. 8). All these fossils, often obscured by phosphatization, allow to recognize the condensed nature of the mid-Cretaceous sequence.

The Polish Jura and the Holy Cross Mts are the most representative regions. The other parts of the Central Polish Uplands do not offer sufficient informations about the mid-Cretaceous events: Upper Silesia has been stripped of the Cretaceous cover; Miechow Upland belongs to the synclinorial zone (Szczecin-Lodz-Miechow Synclinorium) with Upper Cretaceous deposits still at the surface, just as well as the Lublin Upland (Border Synclinorium), except of its westernmost tips (the famous exposures at Annopol-on-Vistula) which are included into the following description of the Holy Cross area.

The stratigraphic subdivision of the investigated mid-Cretaceous transgressive sequence is based on ammonites and inoceramids (table 1; Marcinowski 1974, 1975, 1980). This sequence ends with the *Inoceramus costellatus* Zone, the upper boundary of which is regarded as identical with that of the Turonian. The *Inoceramus schloenbachi* Zone is included into the Coniacian (Seibertz 1979; Naidin 1981).

The mid-Cretaceous of the other parts of the Danish-Polish Trough, north of the Central Polish Uplands, is known only by boreholes. The transgressive deposits are developed in a more or less similar array (Cieslinski 1976), although the thickness of deposits is generally greater, especially along the axial zone of the trough (Kutek & Glazek 1972; Cieslinski 1976).

Stage	Substage	Zones
TURONIAN	Upper	Inoceramus costellatus
	Middle	Inoceramus lamarcki
	Lower	Inoceramus labiatus
CENOMANIAN	Upper	Sciponoceras gracile Eucalycoceras pentagonum
	Middle	Acanthoceras jukesbrownei Turrilites acutus Turrilites costatus
	Lower	Mantelliceras ex gr. dixoni Mantelliceras saxbii Neostlingoceras carcitanense
ALBIAN	Upper	Stoliczkaia dispar Mortoniceras inflatum
	Middle	Euhoplites lautus Euhoplites loricatus Hoplites dentatus

Table 1. Stratigraphic subdivision of the mid-Cretaceous transgressive sequence in the Central Polish Uplands.

POLISH JURA

The Polish Jura shows the mid-Cretaceous transgressive sequence (Marcinowski 1970, 1972, 1974; Glazek, Marcinowski & Wierzbowski 1971; Marcinowski & Szulczewski 1972; Marcinowski & Wierzbowski 1975; Marcinowski & Radwanski 1979) accessible either in natural exposures (pl. 1) or in numerous quarries (Upper Jurassic limestones) and sand-pits (pl. 2, fig. 1–3). The sequence is generally thinning and wedging out to the south (fig. 4) and has its maximum in the north.

The Upper (possibly including uppermost Middle Albian) Albian deposits are composed of non calcareous, glauconitic sands, locally cross-bedded (pl. 2, fig. 2a–2b), which contain lenticular or irregular bodies of siliceous and quartzitic sandstones with a specific bivalve fauna: *Inoceramus concentricus* Parkinson, *I. anglicus* Woods, *I. anglicus-crippsi* m. f., and *Aucellina gryphaeoides* (Sowerby). The thickness varies from 50–40 m to 0 dependent upon the topography of the underlying Upper Jurassic (figs. 2–4). The latter are mostly massive, butten limestones in which the New-Kimmerian tilt is not discernible.

The Cenomanian is developed as marly sands and sandstones in the northern region, and coarse-grained sands or gravelstones in the south. In both cases, it usually contains rich assemblages of diverse fossils, glauconite, and phosphatic nodules. In the southern region (Cracow Upland) it often rests with abrasion surfaces directly upon the Upper Jurassic; the Jurassic limestones are bored by various rock-borers, the marls are sculptured by gregarious burrowers (Glazek, Marcinowski & Wierzbowski 1971; Marcinowski & Wierzbowski 1975). The thickness reaches 2 m, whereas in the north it ranges from 3 to 9 m. The rich ammonite fauna that comprises i. a. *Sciponoceras baculoide* (Mantell), *Hypoturrilites gravesianus* (d'Orbigny), *H. tuberculatus* (Bosc), *Mariella lewesiensis* (Spath), *Turrilites costatus* Lamarck, *T. acutus* Passy, *Scaphites obliquus* (Sowerby) *S. equalis* Sowerby, *Hyphoplites campichei* Spath, *H. falcatus* (Mantell), *Schloenbachia varians* (Sowerby), *S. coupei* (Brongniart), *S.* cf. *lymense* (Spath), *Mantelliceras tuberculatum* (Mantell), *M. saxbii* (Sharpe), *M.* ex gr. *dixoni* Spath, *Calycoceras* aff. *lotzei* Wiedmann, *Acanthoceras* sp., evidences the whole Cenomanian. Its strong condensation, apart from the often mixed faunas, obscures the zonal boundaries in some sections. All fossils are more or less phosphatized, especially the ammonites, whilst the non-ammonite fauna (Marcinowski 1974; Maczynska 1977) is often also glauconitized. In the less condensed sections, it has been shown that *Actinocamax primus* Arkhangelsky and *A. plenus* (Blainville) coexist in one bed (unit *2c*, Glanow; see fig. 3), obviously below the first occurrence of *Inoceramus labiatus* Schlotheim (Marcinowski 1972, 1974).

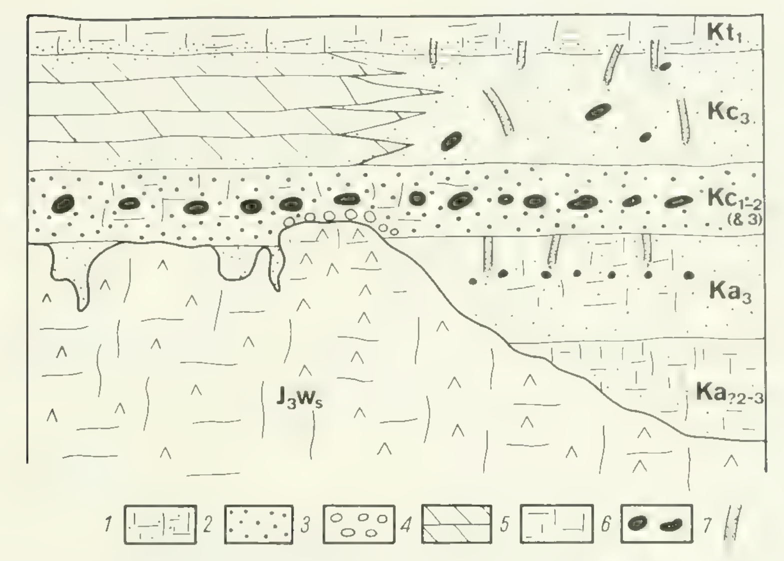


Fig. 2. Diagrammatic section of the mid-Cretaceous transgressive sequence near Mokrzesz in the Polish Jura (cf. fig. 4), to show overlapping of particular members and their relation to the Upper Jurassic substrate (Oxfordian butten limestones, J_3w_s): Ka_{+2-3} – uppermost Middle or Upper Albian; Ka_3 – Upper Albian; $Kc_{1-2/\&3/}$ – Lower and Middle, locally also Upper Cenomanian; Kc_3 – Upper Cenomanian; Kt_1 – Lower Turonian.
1 – sandstones; *2* – sands; *3* – gravels; *4* gaizes; *5* – layered limestones; *6* – phosphatic nodules; *7* – burrows *Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN.

At the Cenomanian/Turonian boundary a synsedimentary block-faulting caused (particularly in the Cracow Upland) depressing or uplifting of particular regions. The changes in seafloor topography and associated disturbances in sedimentation lasted until the tectonic lull at the Late Turonian (fig. 4).

The subdivision of the Turonian sequence is tripartite: the Lower Turonian comprises the *I. labiatus* Zone, the Middle – the *I. lamarcki* and the Upper the *I. costellatus* Zones. In the northern region, it continues from the Cenomanian and is developed as limestones (1.5–2.7 m thick), sandy at their base. In the Cracow Upland, sandy or pebbly limestones (0–11 m) either truncate the older mid-Cretaceous deposits, or encroach directly on the Upper Jurassic (fig. 4). At the top of the sequence, a hardground, locally associated with stromatolites, indicates a high-energy, shallow subtidal environment (MARCINOWSKI & SZULCZEWSKI 1972). A regional hiatus, resulting from submarine non-deposition above the hardground and/or stromatolites, ranges from the Upper Turonian to the Lower Campanian in the north, and the uppermost Turonian to the Santonian at the city of Cracow itself. The basal Santonian deposits are sandy glauconitic marlstones (marly greensand) with small phosphatic nodules and a diversified fauna.

The area of the Polish Jura is thought to have been a submarine swell during the mid-Cretaceous transgression (MARCINOWSKI 1974) due to the presence of stratigraphic gaps, abrasion and condensation phenomena. It was caused by Subhercynian tectonic movements which are responsible for an uplift of this area during Middle and early Upper Cretaceous time. This swell, called here the Polish Jura Swell, was more or less parallel to the axial zone of the Danish-Polish Trough.

The Polish Jura Swell was separating the Miechow and the Holy Cross areas to the east from the Opole area in the Sude-

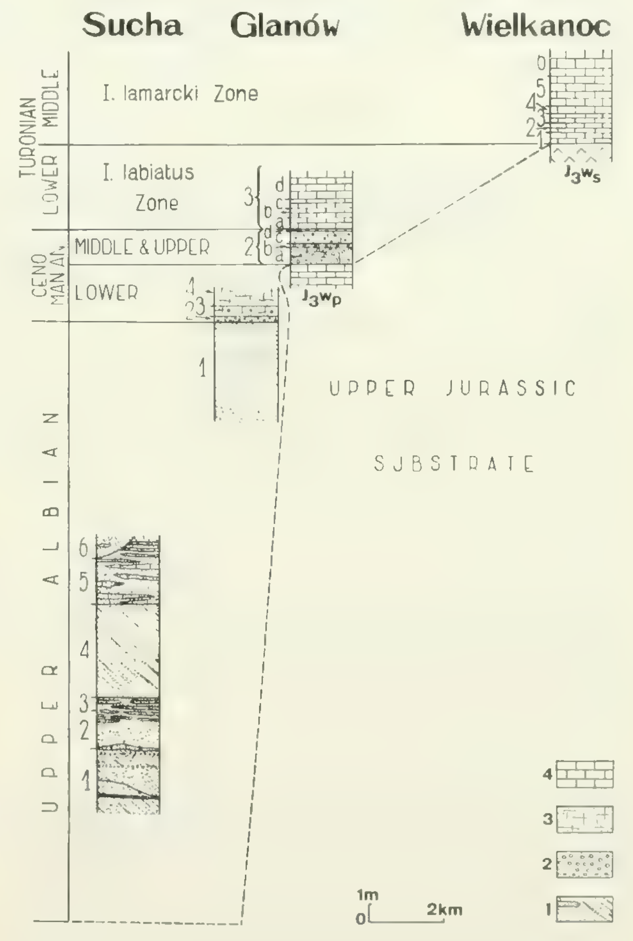


Fig. 3. Relation of the mid-Cretaceous transgressive sequence to the Upper Jurassic substrate (butten – J_3w_s or platy limestones – J_3w_p; numbers of beds the same as in MARCINOWSKI 1974) near Glanow (cf. fig. 4 and pl. 1A–D) and neighbouring locality Sucha (cf. pl. 2, Figs. 2a–b) in the Polish Jura.
1 – sands with sandstone lenses, locally cross-bedded; *2* – sandy gravelstones; *3* – marly sandstones; *4* – limestones.

tic Foreland to the west. Beginning during the Cenomanian, the subsidence of the Holy Cross area (KUTEK & GLAZEK 1972; HAKENBERG 1978), and the Opole area (ALEXANDROWICZ & RADWAN 1973), was remarkably stronger, than along the swell and resulted in increasing thicknesses of deposits (fig. 5). This stronger subsidence was presumably compensated by an almost persistent uplift of the swell, which during Upper Turonian to Santonian time became the most elevated zone within the southern margins of the Central European Basin in Poland.

To the Polish Jura Swell probably the Upper Silesia region or at least its eastern parts belonged during the discussed Upper Cretaceous time. Its Middle and Upper Cretaceous cover has completely been removed by the post-Laramide erosion. The only present-day remnants are all situated further to the west, within the subsiding zone of the Opole and Glubczyce (Leobschütz) areas (ROEMER 1870; ALEXANDROWICZ & RADWAN 1973).

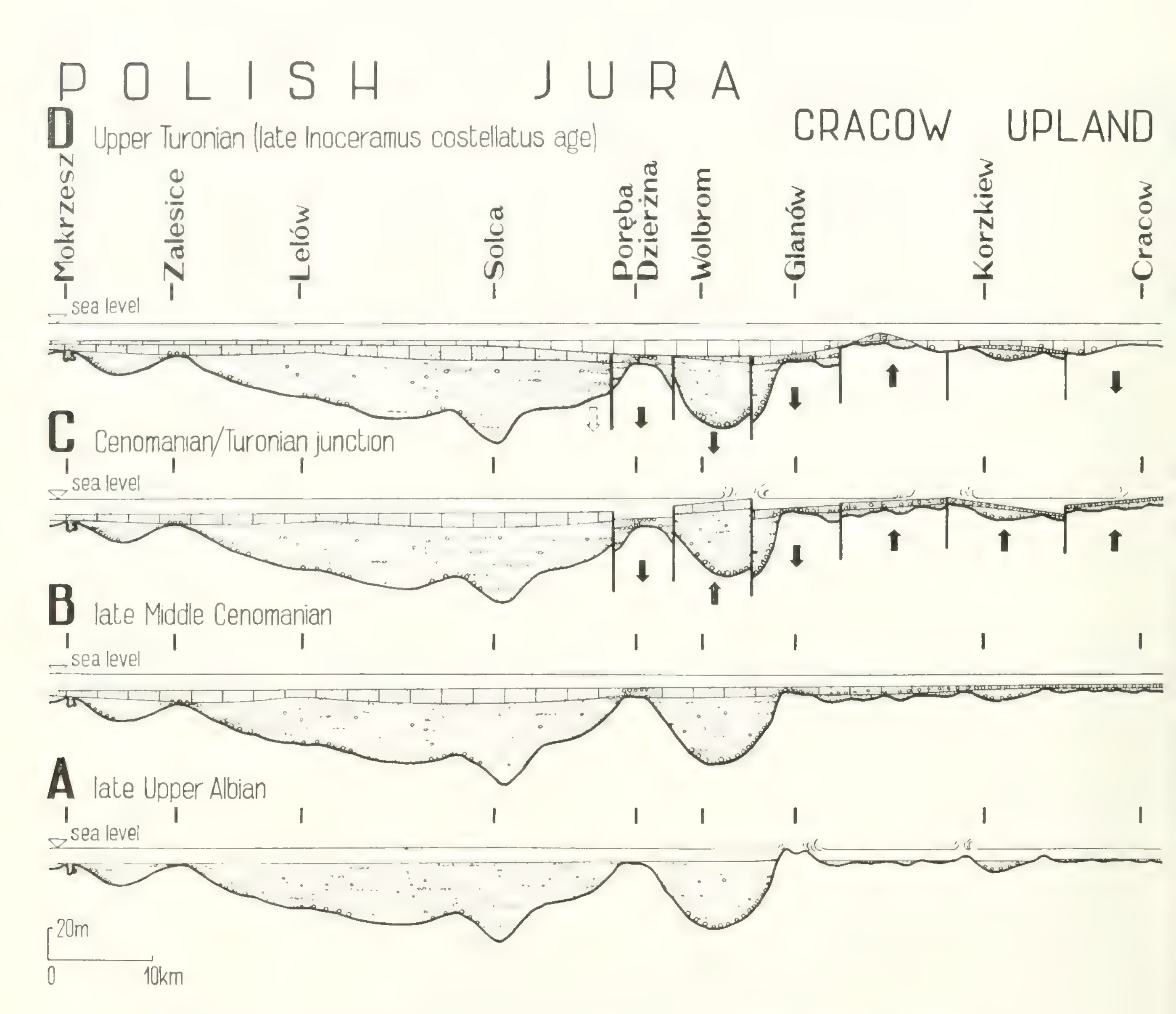


Fig. 4. Idealized successive stages *(A–D)* of development of the mid-Cretaceous transgressive sequence in the Polish Jura (lithology the same as in figs. 2–3).

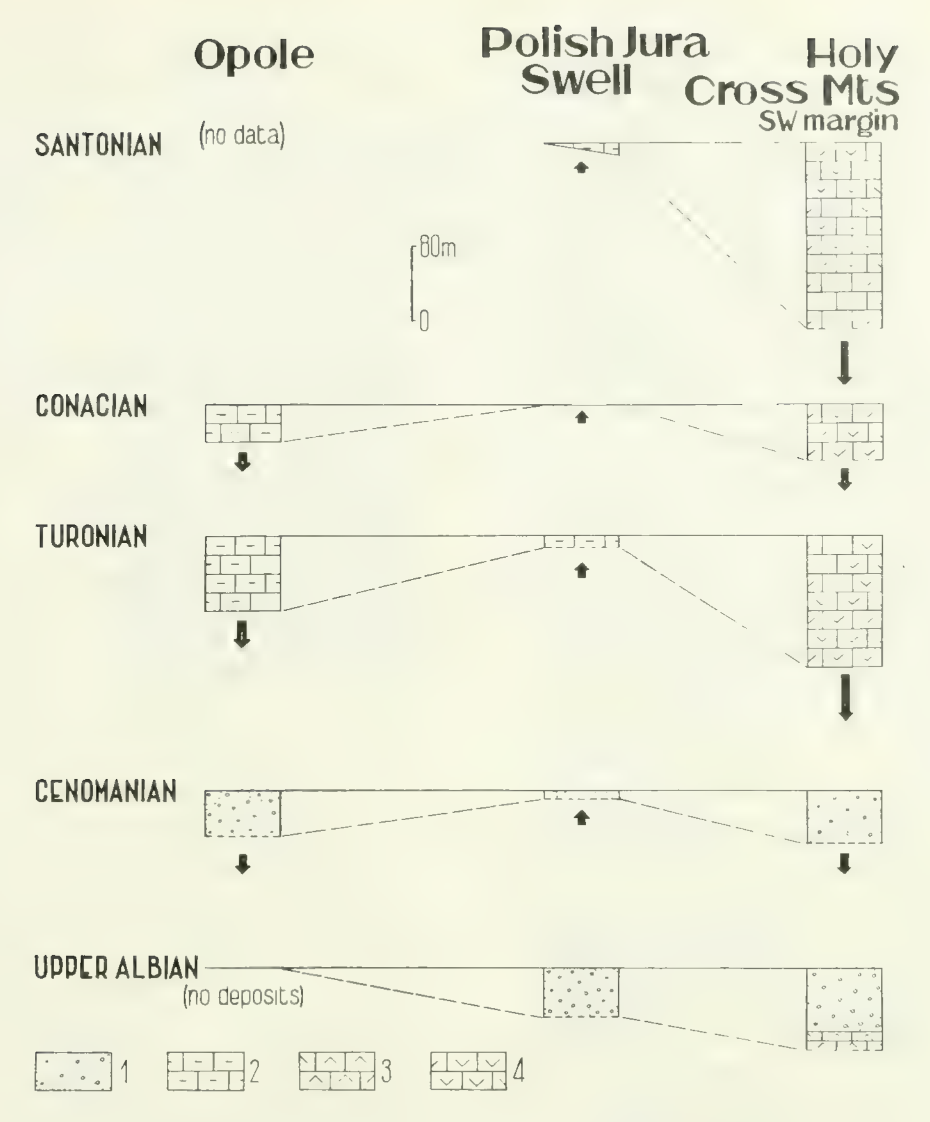


Fig. 5. Comparative diagram of subsidence and uplift during the successive mid-Cretaceous und Upper Cretaceous stages in the Polish Jura Swell and adjacent regions of Opole and of the Holy Cross Mts (cf. fig. 1); detailed explanation in the text.
1 – sands and sandstones; *2* – limestones and marls; *3* – spongiolites and gaizes; *4* – siliceous marls.

HOLY CROSS MOUNTAINS

In the Holy Cross Mts, the mid-Cretaceous transgressive sequence is locally exposed along the so-called Mesozoic margins of the Paleozoic core. Maximum thickness occurs in the north-western region, where it rests upon the deposits of the short-lasting Neocomian trangression (Berriasian till Hauterivian). There it begins with a thick series (up to 140 m) of unfossiliferous, kaolinitic sands (the Biala-Gora Sands) deposited under shallow subtidal conditions (Marcinowski & Rudowski 1980). These sands continue to the north within the Szczecin-Lodz Synclinorium as far as the city of Lodz (Samsonowicz 1948). To the south, the sands or their upper part at least, laterally pass into limonitic sands and sandstones, locally (at Mt. Chelmowa near Przedborz) containing moulds of large ammonites, *Anahoplites* ssp., *Callihoplites patella* Spath, *C. auritus* (Sowerby), *C. variabilis* Spath, *Mortoniceras inflatum* (Sowerby), *M. pricei* Spath, indicative of the low-Upper Albian *auritus* Subzone of the *Mortoniceras inflatum* Zone (Chlebowski, Hakenberg & Marcinowski 1978).

Further to the south along the south-western Mesozoic margin, the thickness of ?Middle and Upper Albian sandy deposits gradually decreases, and finally they vanish completely (Hakenberg 1969, 1978). On the other hand, the gaizes with *Neohibolites minimus* (Miller) and (20 m above) with *N. ultimus* (d'Orb.) (see Spaeth 1971 for taxonomy), which overlie the Biala-Gora Sands, change in this direction into glauconitic sands or friable sandstones with detritus of inoceramid shells, small phosphatic nodules, and (Radwanski 1968, 1969b) numerous shark teeth associated with those of reptiles.

The southernmost exposure along that zone, just within the shorezone of the Fore-Carpathian Depression, viz. Mt. Za-

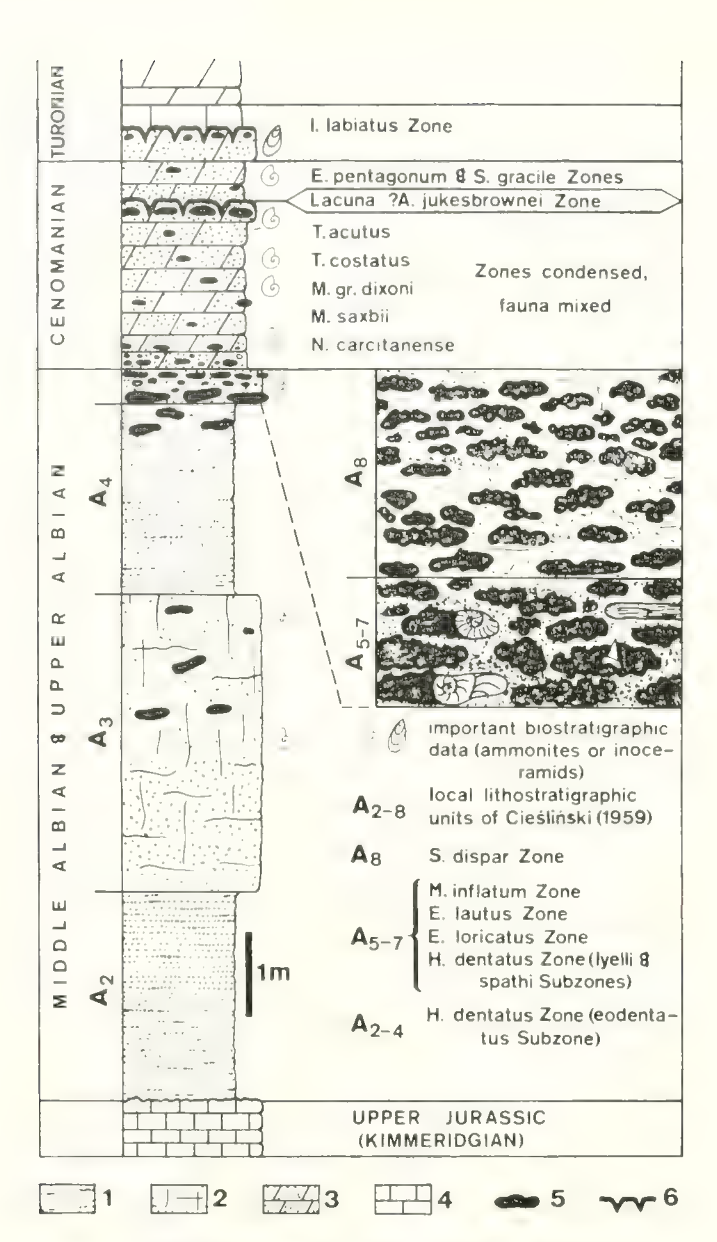


Fig. 6. Detailed section of the mid-Cretaceous transgressive sequence at Annopol-on-Vistula in the Holy Cross sedimentary area. *1* – sands; *2* – quartzitic sandstones; *3* – sandy glauconitic marls; *4* – limestones; *5* – phosphatic nodules and phosphorites; *6* – hardgrounds.

jecza at Skotniki near Busko shows (Radwański 1969a) heavily glauconitic sandstones, pebbly and more compact at the bottom, which rest upon a fissured and locally glauconitized abrasion surface cutting Kimmeridgian limestones. In this exposure the New-Kimmerian angular unconformity is well visible (pl. 2, fig. 4). This is the only outcrop in which the regional tilting is recognizable. The glauconitic sands (about 1.5 m) containing commonly *Neohibolites ultimus* (d'Orb.) and ubiquitous fish bones and teeth (Radwański 1968), pass upwardly into white, chalky siliceous marls with flintstone bands of Turonian age.

The New-Kimmerian regional tilting within the south-western Mesozoic margins of the Holy Cross Mts and subsequent erosion resulted in a truncation of the Upper Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) substrate. It remained more elevated to the south, and consequently, in the overlapping of successive deposits of the mid-Cretaceous cycle. Within the exposures no details of land topography have been recognized. On the other hand, the mid-Cretaceous sedimentation has not been disturbed either by synsedimentary tectonics and/or sedimentary gaps.

Along the north-eastern Mesozoic margins of the Holy Cross Mts, the mid-Cretaceous sandy deposits are distributed more uniformly, slightly thinning to the south, but containing Middle/Upper Albian and Cenomanian ammonites (Cieslinski 1959, 1976; Marcinowski 1980).

The famous locality Annopol-on-Vistula belongs to this sedimentary area (see Samsonowicz 1925, 1934; Cieslinski 1959, 1976; Marcinowski 1980). The sections are well exposed along both Vistula embankments, and in an underground

mine (now abandoned, with poor phosphatic ore). They indicate a brachyanticline of Annopol which – situated on the right edge of the Vistula – lies geographically in the Lublin Upland.

At Annopol-on-Vistula Mid-Albian to Lower Turonian sandy or marly-sandy deposits are exposed (fig. 6), evidently condensed in relation to those outside the Annopol anticline (Cieslinski 1976). The poorly glauconitic Albian sands rest upon Kimmeridgian limestones, and are overlain by locally quartzitic sandstones, (unit A_3, fig. 6), with *Hoplites (Ischoplites)* sp. (= *Anahoplites* cf. *praecox* Spath of Cieslinski, 1959) indicative of the *eodentatus* Subzone of the *Hoplites dentatus* Zone (Owen 1971). The sands are capped by the phosphorite bed; it is about 40 cm in average, but locally ranging from nil to some 90 cm, and composed of irregular phosphatic lumps, usually larger and cemented into coke-like bodies in the lower part of this sandy bed (unit A_{5-7}, fig. 6), and smaller and dispersed in more marly and glauconitic matrix in the upper part (unit A_8, fig. 6).

The nature of these phosphorites is similar to that of intraformational breccias: a laminated phosphatic sediment, possibly concretionary in parts, has been crushed into pieces or lumps and has been reworked by hydrodynamic agents, and mixed up with abundant organic remains, pieces of commonly bored wood and diverse invertebrates, associated with bony material of fishes and reptiles (Samsonowicz 1925, 1934; Cieslinski 1959; Radwanski 1968; Collins 1969). All these fossils are more or less phosphatized, some of the worn, glauconitized or encrusted by various epizoans, mostly serpulids; they occur either within the phosphatic lumps or among them. Reworking and redeposition, recognizable also in ammonite moulds (Samsonowicz 1925), evidence the condensation that comprises the ammonite zones of almost the whole Middle and the lower part of the Upper Albian (fig. 6). The ammonite assemblage (Cieslinski 1959; Marcinowski 1980), regardless the species previously listed (Samsonowicz 1925, 1934) but never described or illustrated and now lost, contains *Hoplites dentatus dentatus* (Sow.), *H. dentatus robustus* Spath, *H. escragnolensis* Spath, *H. latesulcatus* Spath, *H. vectensis* Spath, *Anahoplites* cf. *fittoni* (d'Archiac), *Euhoplites* cf. *ochetonatus* (Seeley), *E.* cf. *boloniensis* Spath, and *Mortoniceras* cf. *inflatum* (Sow.). The species *Stoliczkaia* cf. *notha* (Seeley) reported by Cieslinski (1959) from the upper part of the phosphatic bed (unit A_8, fig. 6) evidences the topmost zone of the Upper Albian.

Overlying the Middle to Upper Albian phosphorites are Cenomanian sandy glauconitic marls, still containing phosphatic bodies and diverse, more or less phosphatized fossils. *Mariella cenomanensis* (Schlüter), *M. essenensis* (Geinitz), *Turrilites costatus* Lamarck, *Neostlingoceras carcitanense* (Matheron), *Mantelliceras tuberculatum* (Mantell), *M. saxbii* (Sharpe), *Schloenbachia varians* (Sowerby), *S. coupei* (Brongniart), and *Calycoceras gentoni* (Brongniart) indicate the condensed nature of the deposits (about 1.8 m) representing the whole Lower and part of the Middle Cenomanian (Marcinowski 1980). In their upper part about 1.7–1.8 m above the Albian/Cenomanian boundary, a bank of larger phosphatic concretions developed. Most of the concretions are gradually harder towards their tops, at the level of which they are flattened and glauconitized, displaying the nature of the hardground. A stratigraphic gap at the hardground comprises probably the whole *Acanthoceras jukesbrownei* Zone. The Upper Cenomanian deposits (about 0.5 m) with *Schloenbachia lymensis* Spath and *Actinocamax plenus* (Blainville) continue into those of the Lower Turonian *Inoceramus labiatus* Zone. The latter is also condensed (0.6 m), in its lower part truncated by another hardground. The facies changes into limestones just above the hardground; this terminates the development of the mid-Cretaceous transgressive sequence.

DEVELOPMENT OF THE TRANSGRESSIVE SEQUENCE

The mid-Cretaceous transgression overwhelmed the Central Polish Uplands quickly but not violently. The land morphology of the Upper Jurassic substrate has been preserved therefore, and not destroyed by progressing abrasion. The weathered waste probably has been completely removed prior to the transgression; its remains, mostly the flint nodules from the Oxfordian butten limestones, have been entrapped locally within depressions. Some of them (e. g. near Mokrzesz, fig. 2), might have reflected the karst morphology of the butten limestones. The allochthonous quartz sands, notwithstanding their local cross-bedding, indicate an uniform sedimentation throughout the larger parts of the Polish Jura and northern parts of the Holy Cross region. Deposition of sand bodies was gradually embracing higher and higher parts of the substratal elevations, and filling up particular depressions (fig. 4). The sequence of sandy deposits is thought to represent an one-cycle filling of the land morphology inundated during the first attack of the mid-Cretaceous transgression. The sequence is terminated either by layers containing *Ophiomorpha nodosa* Lundgren burrows (fig. 2) attributable to the inter- and shallow subtidal (Weimer & Hoyt 1964; Radwanski 1970), or by widespread erosive channels (pl. 2, fig. 2a–2b) comparable to those formed at present time under shallow subtidal or even intertidal conditions. The discussed part of the basin became then filled by sediments almost to sea level.

The time of the transgression is generally regarded as Middle Albian. It is recognized precisely at Annopol-on-Vistula only, where the *eodentatus* Subzone of the *Hoplites dentatus* Zone is evidenced. Arbitrarily, the underlying poorly glauconitic sands are also included into that zone. In the Polish Jura an inoceramid fauna with *Inoceramus concentricus, I. anglicus* and *I. anglicus-crippsi* is indicative of Upper Albian age, near the Albian/Cenomanian boundary. This inoceramid fauna appears in the upper part of the sands. The lower part of the sands is therefore arbitrarily included into the same time interval, with a possible extent down to the uppermost Middle Albian or even to the *Hoplites dentatus* Zone. When appears that the Polish Jura deposition is not so old, it will be consequently evident that the mid-Cretaceous

transgression has reached the north-eastern Holy Cross region earlier than that of the Polish Jura. In such a way, the subsidence along the axial zone of the Danish-Polish Trough should be postulated as a factor which could control the first advance of the mid-Cretaceous transgression.

A poor fauna in Upper Albian sandy deposits of the Polish Jura, represented by inoceramids and siliceous sponges (MARCINOWSKI 1974; MALECKI 1979) seems to be diagenetically devoid of any aragonitic and thin-shelled calcitic remains. A diversified life at that time however is indicated by moulds of rock-borers of many taxonomic groups preserved in siliceous concretions. Their calcareous cores have been dissolved during diagenesis (MARCINOWSKI 1974, pl. 17, fig. 9).

A comparably rich fauna from Annopol-on-Vistula resisted dissolution due to its earlier, more or less advanced phosphatization. The phosphorites themselves indicate strongly activity of hydrodynamic agents and both sedimentary and stratigraphic condensation. It was commonly postulated that the Annopol area (later the Laramide anticline of Annopol) was rising and forming a submarine high, the Annopol Swell (the Vistula Threshold of CIESLINSKI 1976), which became responsible for sedimentary disturbances and formation of the phosphorites already at the first stages of the mid-Cretaceous transgression.

The further extent of the mid-Cretaceous transgression is generally regarded as a result of further advance of the sea over the European continent. In the marginal parts of the Central European Basin it might have been caused, also by a rise of waters expelled from the basinal frames by the bulk of Upper Albian sediments deposited within these frames. In any case, the Cenomanian shallow marine sedimentation was very slow, with noticeable signs of further condensation associated with phosphatization, glauconitization, and reworking (figs. 3 and 6). All these processes refer to the Lower and to a part or to the whole Middle Cenomanian. In the best known section at Annopol-on-Vistula, these processes resulted in the formation of a hardground followed by a hiatus probably corresponding to the *Acanthoceras jukesbrownei* Zone (fig. 6). In the Polish Jura, especially in the Cracow Upland, the allochthonous clastic material became coarser and sandy gravelstones appeared either above the Albian sands (pl. 2, fig. 1) or directly upon the Upper Jurassic substrate (pl. 1*A–D)*.

The Upper Cenomanian deposits were laid down under shallow marine conditions, indicated by burrows *Ophiomorpha nodosa* LUNDGREN, present throughout some sections (fig. 2). In other sections this time interval is represented by gravelstones (fig. 3 and pl. 1*A–D)* or sands. None of these deposits gives evidence for a deepening of marine basins recognized (HART & TARLING, 1974) in the panglobal scale. It seems that this panglobal phenomenon did not affect the marginal parts of the Central European Basin, presumably resulting by a first tectonic uplift within the Polish Jura basement (fig. 5).

All the Upper Cenomanian deposits record either a considerable decrease or an almost total absence of macrofossils (MARCINOWSKI 1980). This panglobal phenomenon, observed in North America and during deep-sea drilling in the North Atlantic and the Pacific, is referred (HART & TARLING 1974) to the above-mentioned deepening of Late Cenomanian basins which effected a change in phytoplanktic productivity and calcium carbonate deposition after the mid-Cenomanian non-deposition. However, because this panglobal event has neither influenced the investigated region nor some others from epicontinental areas outside the Central European Basin, it was claimed (MARCINOWSKI 1980) that another reason should be taken into account when discussing the obvious decrease of macrofossils. This may be a greater supply of diverse chemical compounds, both organic and anorganic, to the sedimentary basins from hinterlands and connected with the progressing transgression which reaches its maximum during the early Turonian (HANCOCK 1975; RAWSON & al. 1978; HANCOCK & KAUFFMAN 1979). Such a supply could probably induce a temporary change in water chemistry of epicontinental seas, detrimental to some organisms which, in turn, could disturb the trophic chains and cause a rapid decrease in macrofaunal density (MARCINOWSKI 1980).

At the Cenomanian/Turonian boundary, the conditions within the Central Polish Uplands were locally disturbed by further Subhercynian tectonic activities. The movements became intense especially within the Cracow Upland (fig. 4), and the tectonic unrest lasted until the Santonian. In the Cracow Upland it primarily resulted in a repeated abrasion of older mid-Cretaceous deposits, and consequently either in the formation of an abrasion surface within Turonian deposits (ALEXANDROWICZ 1954), or in deposition of thin Turonian strata directly upon the Upper Jurassic substrate within some of the tectonic blocks (fig. 4 and pl. 2, fig. 3).

In the northern part of the Polish Jura the tectonic unrest resulted in discontinuities associated with small neptunian dykes or with stromatolites within the *Inoceramus lamarcki* and *Inoceramus costellatus* Zones (MARCINOWSKI & SZULCZEWSKI 1972; MARCINOWSKI 1974), the top of which is often a hardground. Overlying marls of Santonian or Lower Campanian age prove a remarkably longlasting period of submarine non-deposition which presumably correspond to tectonic lull of the whole area of the Polish Jura. In the Holy Cross sedimentary area tectonic unrest is recognizable only within the *Inoceramus labiatus* Zone: the overlying deposits display greater thicknesses and a continuous sedimentation until the top of the Upper Cretaceous sequence (POZARYSKI 1938). The only hitherto recognized disturbance appears in the Lower Santonian *Actinocamax westfalico-granulatus* Zone when the siliceous marls became glauconitic with small phosphatic nodules (level *e* of POZARYSKI 1938), and submarine slumping developed (RADWANSKI 1960). These both features are thought to be the distant effects of much greater disturbances within the Polish Jura Swell.

AMMONITE BIOGEOGRAPHY

The ammonite faunas of the mid-Cretaceous transgressive sequence are autochthonous in all the investigated sections of the Central Polish Uplands. Any significant transportation of shells is denied by their state of preservation even in areas showing a considerable stratigraphic condensation (Jazwiny, Mokrzesz, Glanow) or combined with evident reworking (e. g., Annopol-on-Vistula). Since a far-distant post mortem drift can be excluded, it is apparent that the recognized ammonites display their biogeographical provenances.

The relatively poor Middle and Upper Albian ammonite assemblage from the condensed deposits of Annopol-on-Vistula as well as the Upper Albian assemblage from Mt. Chelmowa near Przedborz are dominated by representatives of the family Hoplitidae. Thus their affinities to the Boreal Hoplitid Faunal Province is obvious. It is noteworthy that within the Middle and low-Upper Albian condensed deposits of the high-tatric zone in the Tatra Mts (Passendorfer 1930) the abundant representatives of Phylloceratidae, Lytoceratidae, Gaudryceratidae, and Desmoceratidae, are associated with fairly common Hoplitidae. The Boreal influences were spreading far into the Tethyan realm extending south of the Central Polish Uplands areas.

All the invastigated Lower to Middle Cenomanian ammonite assemblages of the Central Polish Uplands are more or less uniform. They are dominated by representatives of the boreal genus *Schloenbachia* associated with heteromorphs. They are indicative of nearshore to offshore environments of moderate depths; the life habitats are comparable to those occupied by the ammonite groups *A* and *B* of Tanabe & al. (1978, fig. 10; Marcinowski 1980; 311–312).

The boreal nature of the Albian-Cenomanian ammonite faunas is recognizable also for the Sub-Hercynian Basin in Germany, and for Podolia, Southwestern Crimea Highland, Dagestan Caucasus, Mangyshlak and Kopet-Dag in the Soviet Union (Marcinowski 1980). Boreal affinities are moreover displayed by a Lower Cenomanian ammonite fauna from Esfahan in Iran (Kennedy & al. 1979). Consequently it is concluded that at Early to Middle Cenomanian times the southern boundaries of the Boreal Realm were extended to the south as far as the Zagros tectonic line which makes up the northeastern limit of the Arabian Platform (Kennedy & al. 1979; Marcinowski 1980). Contrary the Tethyan influence into the Central European Basin were surprisingly weaker at these times (Samsonowicz 1925; Marcinowski 1974).

COMPARATIVE REMARKS ON THE TRANSGRESSIVE SEQUENCE

The mid-Cretaceous transgressive sequence of the Central Polish Uplands is generally regarded as confined to the marginal parts of the Central European Basin. The geotectonic structure and their topography controlled the development of the transgressive sequence both in the terms of paleogeographical limits of the marine invasion, source of supply of clastic material, as well as of synsedimentary tectonics. The sequence is therefore not unique. It bears some evident resemblances to those formed in other regions under similar geotectonic conditions either within the frames of the Central European Basin or outside. Within the frames of the Central European Basin such conditions existed for instance in the Rhenish Massif in Germany, or in the island of Bornholm in Denmark. Outside these frames they are recognizable in Podolia in the Soviet Union, or in the Tatra Mountains in southernmost Poland and adjacent parts of Czechoslovakia. On the other hand marginal parts of the Central European Basin which underwent a different geotectonic evolution, – even if situated near the Central Polish Uplands (e. g. the Sudetes) – show a different pattern of the mid-Cretaceous events. All these regions will shortly be discussed and compared in the following review.

RHENISH MASSIF

The mid-Cretaceous transgressive sequence of the Rhenish Massif (southern flank of the Münster basin) comprises Cenomanian clastic deposits, overlapping the Albian of the Münster basin and encroaching onto the Variscan substrate (Hancock, Kennedy & Klaumann 1972). This is the classical area where the mid-Cretaceous littoral structures have firstly been recognized by Kahrs (1927). The sequence is highly condensed, with the Middle Cenomanian probably missing. It yields excellently preserved faunas in protected pockets of the substrate, e. g. the famous fauna of Kassenberg at Mülheim-Broich (Kahrs 1927; Hancock, Kennedy & Klaumann 1972; Wiedmann & Schneider 1979). The rich ammonite assemblage shows some unique taphonomic (abundant juveniles), paleogeographic (Indo-Madagascan species) and phylogenic (occurrence of *Lewesiceras)* recognitions (Wiedmann & Schneider 1979).

ISLAND OF BORNHOLM

The mid-Cretaceous transgressive sequence of Bornholm begins with the Cenomanian basal conglomerate. It has been studied with regard to its transgressive/regressive cycles and its faunal content (Ravn & Stolley; for review see: Birkelund 1957; Marcinowski 1974; 204–205; Christensen 1976; Kennedy, Hancock & Christensen 1981).

The Lower Cenomanian basal conglomerate contains phosphatic nodules with reworked Lower and Middle Albian ammonites indicative of earlier transgressive pulses; it continues into the Arnager Greensand of Middle Cenomanian age (Kennedy, Hancock & Christensen 1981). Successive in the sequence, but with a sedimentary gap and with phosphatic conglomerates at the bottom is the Arnager Limestone, re-

cently recognized as Upper Coniacian. Overlying with another sedimentary gap follows the Bavnodde Greensand of Lower Santonian age (BIRKELUND 1957).

This sequence shows a great resemblance to that of the Cracow Upland (Cenomanian basal conglomerates, fragmentary carbonate sedimentation of Turonian or Coniacian age, Santonian greensand) and that of Annopol-on-Vistula (reworked Albian fauna). The difference mostly consists in a greater thickness of the Bornholm sequence, although the island lies within the outer zone of the Border Synclinorium and thus reaches the margins of the Fenno-Sarmatian Shield (ZIEGLER 1975; KENNEDY, HANCOCK & CHRISTENSEN 1981). Possibly the block-faulting tectonics along the margins of the Fenno-Sarmatian Shield have been responsible for this stronger subsidence (KENNEDY, HANCOCK & CHRISTENSEN 1981; 210). Anyway, it is noteworthy that the mid-Cretaceous transgression entered the Bornholm area earlier (Lower Albian) than any part of the Central Polish Uplands.

PODOLIA

The region of Podolia in the Ukraine lies already on the Fenno-Sarmatian Shield, far outside the areas embraced by the Danish-Polish Trough. Nevertheless its mid-Cretaceous transgressive sequence (Albian deposits in local depressions, Cenomanian-Turonian overlapping clastics and carbonates) is of the same kind as that within the Central European Basin. The mid-Cretaceous transgression presumably encroached from the basin to the east onto the stable, cratonic substrate which became inudated by an epicontinental sea.

The mid-Cretaceous transgressive sequence, first studied by KOKOSZYNSKA (1931), has recently been revised (MARCINOWSKI 1974: 203–204; 1980: 226–227). It starts, in the classical section of Podzameczek with a greensand layer overlain by a few metres of glauconitic marlstones containing phosphatic nodules and rich faunas. The ammonite assemblage is dominated by schloenbachids (pls. 6–7). It is of a mixed nature and indicates condensations throughout the Cenomanian; condensed are also overlying limestones with scarce phosphatic nodules which contain a mixed fauna of Cenomanian and Turonian age (PASTERNAK & GAVRILISHIN 1977).

TATRA MOUNTAINS

Within the Carpathian geosyncline a unique, comparable mid-Cretaceous transgressive sequence appears on the geanticlinal elevation of the high-tatric facies-tectonic zone in the Tatra Mts. This sequence, well exposed both in Poland and Czechoslovakia, has been first recognized by Passendorfer (1921, 1930). The condensed sequence, locally with stromatolites, rests upon eroded and locally karstified Urgonian limestones. It starts with dark green glauconitic limestones containing phosphatic nodules and some exotic root-rafted pebbles. In the classical section at Mt. Giewont a rich ammonite fauna (PASSENDORFER 1930) indicates the *Hoplites dentatus* Zone; other localities yielded diverse *Douvilleiceras* indicative presumably of an earlier transgression (PASSENDORFER 1978). The overlying glauconitic marls contain *Mortoniceras inflatum* (SOW.) and *Stoliczkaia dispar* (D'ORB.), and pass upwardly into deep-water Cenomanian marlstones (PASSENDORFER 1930). The small belemnites from the *Hoplites dentatus* assemblage (PASSENDORFER 1930) have been recently revised by SPAETH (1971: 58, 62) as *Neohibolites minimus minimus* (MILLER) and *N. minimus obtusus* STOLLEY. The ammonites, represented mostly by families of the Tethyan realm, need further taxonomic investigations. WIEDMANN & DIENI (1968) recognized within PASSENDORFER's material some more taxa and established one new subspecies *Kossmatella (Kossmatella) oosteri* BREISTROFFER *passendorferi* WIEDMANN & DIENI.

SUDETES

The Upper Cretaceous sequence in the Sudetes starts with badly exposed and poorly known Cenomanian greensands (5 to about 50 m). It is dominated by a repeated succession of the marly (Pläner) and coarse-grained sandy (Quader) facies similar to Saxony. The classical sections have been studied by BEYRICH, ROEMER, GEINITZ, LEONHARD, SCUPIN, ANDERT & HÄNTZSCHEL, who have presented basic data on the stratigraphy and fauna. The sequences (Cenomanian through to ?lowermost Santonian) differs much from that fo the Central Polish Uplands. They mostly represent fillings of intermontanic basins by more or less local clastic material. For the Inner-Sudetic basin (the Stolowe Mts = Heuscheuergebirge) the Owl Mts (Eulengebirge) supplied the sandy material, deposited as an accumulation platform, migrating towards the epicontinental sea of the Bohemian Massif (JERZYKIEWICZ 1966a, b; 1967). Within the Nysa graben – during the Coniacian a taphrogeosyncline with remarkably thick (ca. 900 m) series of flysch deposits – the metamorphic massifs of the Eastern Sudetes (JERZYKIEWICZ 1971) yielded the material. It is thought that all these basins were generally connected with the Central European Basin, although their history was primarily dependent upon regional tectonic framework. Their sedimentary conditions and history were more similar to those on the Bohemian Massif than to those of any other marginal part of the Central European Basin.

CONCLUSIONS

The mid-Cretaceous transgressive sequence starts throughout all these parts of the Central European Basin (Central Polish Uplands and Polish Lowland) with deposits attributable to the *Hoplites dentatus* Zone. The direction of the transgression can be postulated either from the Bornholm area (where the Lower Albian is documented, KENNEDY, HANCOCK & CHRISTENSEN 1981), or from the Tethyan realm via the Tatra palinspasthic area (as indicated by a *Douvilleiceras* fauna from the high-tatric zone; PASSENDORFER 1930, 1978). In the first case, a presumed route of the transgression should be

suggested along the axial zone of the Danish-Polish Trough, the zone of the greatest subsidence (Kutek & Glazek 1972; Cieslinski 1976). It is noteworthy that this axial zone was controlling the extent of the transgression already in the Muschelkalk (Glazek & al. 1973). In the case of an Tethyan spreading, it would only explain some faunal influences which are much weaker in the Central Polish Uplands (Samsonowicz 1925; Marcinowski 1974) than in the Rhenish Massif (Wiedmann & Schneider 1979). It is therefore concluded that a southward progress of the transgression from the northern (Bornholm) regions is more probable. This explains a more or less uniform development of the mid-Cretaceous deposits throughout the Polish Lowland and their successive onlap onto the Central Polish Uplands; the southern parts (Cracow Upland, southern Holy Cross region) purchased a sedimentary cover in the Cenomanian, and finally even in the Turonian. Anyway, a seaway through the meta-Carpathian arch did exist at the time of transgression, as evidenced by weak Tethyan influences within the ammonite faunas of the Central Polish Uplands, and by the hoplitid expansion into the high-tatric zone. The meta-Carpathian arch itself was subjected to erosion and became the main source of clastic supplies not only for the Central Polish Uplands area, but also for the Carpathian flysch geosyncline (Lgota Sandstones; Ksiazkiewicz 1962). The greatest thickness of the meta-Carpathian clastics (Biala-Gora Sands in northern Holy Cross area, up to 140 m) is comparable to that which locally occurred along other margins of the Central European Basin (Arnager Greensand on Bornholm, up to 130 m).

The whole mid-Cretaceous sequence of the Central Polish Uplands – except of the basal sands of the Albian – is condensed; condensation in the higher Albian, the whole Cenomanian, and the Lower Turonian is associated with the presence of glauconite, phosphatic nodules and a phosphorite bed (Annopol-on-Vistula), hardgrounds, small neptunian dykes, and finally of stromatolites. The stratigraphic condensation is expressed both by the reworking of faunas and their mixing, and by the gaps usually marked at and/or within the hardgrounds and stromatolitic horizons. The frequence of the faunas within the sequence is related to the phosphatization. It increases with the bulk of phosphatic nodules. The best preservation show fossils which underwent phosphatization or became entrapped amidst the phosphorite bed (Annopol-on-Vistula). In other cases the fauna became, to a variable extent, taphonomically lost during and/or after their burial.

The peculiar features of the mid-Cretaceous sequence of the Central Polish Uplands are: *a)* thick basal sands of Albian age, developed ununiformly in local (Polish Jura) or regional (northern Holy Cross area) depressions; *b)* locally developed phosphorite bed of mining value (Annopol-on-Vistula); *c)* synsedimentary tectonics realized either by block-faulting (Polish Jura, especially Cracow Upland) or by a more or less continuous uplift (Annopol-on-Vistula) resulting in submarine swells of variable extent, duration, and paleogeographic significance (the Polish Jura Swell, and the Annopol Swell).

The pulses of the mid-Cretaceous transgression onto the Central Polish Uplands realized as follows: *a)* rapid inundation of the diversified topography and a gradual filling of the depressions by allochthonous quartz clastics; *b)* further extent of the transgression and an onlap of the substratal elevations, accompanied by an extreme shallow-water sedimentation; *c)* influx of new waters, deepening of the basin and uniform calcareous sedimentation, locally disturbed by synsedimentary tectonics and hydrodynamic agents related to disturbances in bottom or shoreline morphology; *d)* decline of the transgressive sequence, associated with tectonic lull; filling of the basin presumably to sea level (stromatolites) and progressing long-spanning non-deposition under submerged or locally even emerged conditions (Polish Jura Swell), or deepening of the basin and continuous marly sedimentation until the Santonian disturbances (Holy Cross area). The overlying Santonian to Maastrichtian/Danian marly sediments belong to the younger cycles of the Upper Cretaceous sequence. None of the distinguished pulses within the mid-Cretaceous transgressive sequence is regressive in a common sense; therefore neither regressions nor separate transgressions (as e. g. of the Upper Coniacian recognizable on Bornholm; Kennedy, Hancock & Christensen 1981) are indicated. All these pulses are regarded as episodes of o n e transgression and of o n e resulting sequence.

It is intriguing that the four distinguished pulses of the mid-Cretaceous transgression, although differing physically or stratigraphically from those of other marginal parts of the Central European Basin (Wiedmann & Schneider 1979; Kennedy, Hancock & Christensen 1981) are almost identical with those recorded within the Middle Miocene (Badenian) transgressive sequence of the Fore-Carpathian Depression (Radwanski 1969, 1970; Baluk & Radwanski 1977). Such very pulses (rapid inundation followed by gradual filling, further onlap with shallow-water sedimentation, influx of new waters leading to a slight deepening and associated with calcareous sedimentation filling the basin to sea level) may consequently be postulated as typical also of other transgressive sequences, and reflecting some hitherto not understood general rules of any marine transgression.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors offer their most sincere thanks to Dr. A. Kozlowski for drawing the text-figures; to B. Drozd, K. Zielinska, S. Ulatowski and A. Kolanowski for taking photos of the fossils presented in plates 3–8.

REFERENCES

ALEXANDROWICZ, S. (1954): Turonian deposits of the southern part of the Cracow Upland. – Acta Geol. Polon., **4** (3): 361–390; Warsaw.

— — & RADWAN, D. (1973): The Opole Cretaceous: stratigraphical problems, and deposits. – Przegl. Geol., **21** (4): 183–188; Warsaw.

BALUK, W. & RADWANSKI, A. (1977): Organic communities and facies development of the Korytnica basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). – Acta Geol. Polon., **27** (2): 85–123; Warsaw.

BIRKELUND, T. (1957): Upper Cretaceous belemnites from Denmark. – Biol. Skr. Dansk. Vid. Selsk., **9** (1): 1–69; Copenhagen.

CHLEBOWSKI, R., HAKENBERG, M. & MARCINOWSKI, R. (1978): Albian ammonite fauna from Mt. Chelmowa near Przedborz (Central Poland). – Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Terre, **25** (2): 91–97; Warsaw.

CHRISTENSEN, W. K. (1976): The Mid-Cretaceous of Scandinavia. Ann. Mus. Hist. Nat. Nice, **4**: 1–6; Nice.

CIESLINSKI, S. (1959): The Albian and Cenomanian in the northern margin of the Holy Cross Mts. – Trav. Inst. Geol., **28**: 1–95; Warsaw.

— — (1976): Development of the Danish-Polish Trough in the Holy Cross region in the Albian, Cenomanian and Lower Turonian. – Bull. Inst. Geol., **295**: 249–271; Warsaw.

COLLINS, J. S. H. (1969): Some decapod crustaceans from the Lower Cretaceous of Poland and England. – Acta Palaeontol. Polon., **14** (4): 565–575; Warsaw.

GLAZEK, J., MARCINOWSKI, R. & WIERZBOWSKI, A. (1971): Lower Cenomanian trace fossils and transgressive deposits in the Cracow Upland. – Acta Geol. Polon., **21** (3): 433–448; Warsaw.

— — , TRAMMER, J. & ZAWIDZKA, K. (1973): The Alpine microfacies with *Glomospira densa* (PANTIĆ) in the Muschelkalk of Poland, and some related paleogeographical and geotectonic problems. – Acta Geol. Polon., **23** (3): 463–482; Warsaw.

GUTERCH, A. (1968): Geophysical characteristics of deep structure of the Earth crust in Poland. – Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., **16** (3–4): 147–152; Warsaw.

— — (1977): Structure and physical properties of the Earth crust in Poland. – Publ. Inst. Geoph. Polon. Acad. Sci., **4**: 247–357; Warsaw.

HAKENBERG, M. (1969): Albian and Cenomanian between Malogoszcz and Staniewice, SW margin of the Holy Cross Mountains. – Studia Geol. Polon., **26**: 1–126; Warsaw.

— — (1978): Albian-Cenomanian paleotectonics and paleogeography of the Miechow Depression, northern part. – Studia Geol. Polon., **58**: 1–104; Warsaw.

HANCOCK, J. M. (1975): The sequence of facies in the Upper Cretaceous of northern Europe compared with that in the Western Interior. – In: CALDWELL, W. G. E. (Editor), Cretaceous system in the Western Interior of North America. – Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., **13**: 83–118; Ottawa.

— — & KAUFFMAN, E. G. (1979): The great transgression of the Late Cretaceous. – J. Geol. Soc. London, **136**: 175–186; London.

— — , KENNEDY, W. J. & KLAUMANN, H. (1972): Ammonites from the transgressive Cretaceous of the Rhenish Massif, Germany. – Palaeontology, **15** (3): 445–449; London.

HANSEN, H. J. (1970): Danian foraminifere from Nugssuaq, West Greenland. – Gronl. Geol. Undersog. Bull., **93**: 1–132; Copenhagen.

HART, M. B. & TARLING, D. H. (1974): Cenomanian palaeogeography of the North Atlantic and possible mid-Cenomanian eustatic movements and their implications. – Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., **15** (2): 95–108; Amsterdam.

JERZYKIEWICZ, T. (1966a): New data about sedimentation in the Upper Cretaceous sandstones of the Stolowe Mts (Middle Sudetes). – Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., **14**: 53–59; Warsaw.

— — (1966*b*): The sedimentary environment of Szczeliniec sandstones. – Acta Geol. Polon., **16**: 413–444; Warsaw.

— — (1967): Significance of the cross-bedding for the paleogeography of the Upper Cretaceous sedimentary basin of North Bohemia, Saxony, and the Sudetes. – Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., **15** (2): 71–77; Warsaw.

— — (1971): A flysch/littoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. – Acta Geol. Polon., **21** (2): 165–199; Warsaw.

KAHRS, E. (1927): Zur Paläogeographie der Oberkreide in Rheinland-Westfalen. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beil. Bd., **58 B** (Festband Pompeckj): 626–687); Stuttgart.

KENNEDY, W. J., CHAHIDA, M. R. & DJAFARIAN, M. A. (1979): Cenomanian cephalopods from the glauconitic limestone southeast of Esfahan, Iran. – Acta Palaeontol. Polon., **24** (1): 3–50; Warsaw.

— — , HANCOCK, J. M. & CHRISTENSEN, W. K. (1981): Albian and Cenomanian ammonites from the island of Bornholm (Denmark). – Bull. Geol. Soc. Denmark, **29**: 203–244; Copenhagen.

KOKOSZYNSKA, B. (1931): Sur le faune, les faciès et la stratigraphie du Cénomanien de la Podolie. – Bull. Serv. Géol. Pologne, **6** (3): 629–695; Warsaw.

KSIAZKIEWICZ, M. (1962): Geological atlas of Poland. Stratigraphic and facies problems: Cretaceous and early Tertiary in the Polish External Carpathians. – Warsaw.

KUTEK, J. & GLAZEK, J. (1972): The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. – Acta Geol. Polon., **22** (4): 603–653; Warsaw.

— — & ZEISS, A. (1974): Tithonian-Volgian ammonites from Brzostowka near Tomaszow Mazowiecki, Central Poland. – Acta Geol. Polon., **24** (3): 505–542; Warsaw.

LARSEN, G. (1966): Rhaetic-Jurassic-Lower Cretaceous sediments in the Danish Embayment. – Danmarks Geol. Undersog., II. Roekke, **91**: 1–127; Copenhagen.

MACZYNSKA, S. (1977): Echinoids of the genus *Pygaulus* L. AGASSIZ (Cassiduloida) from the Cenomanian of the Cracow region. – Trav. Mus. Terre, **26**: 55–61; Warsaw.

MALECKI, J. (1979): Sponges from Albian sandstones at Glanow near Wolbrom. – Geologia, **5** (3): 85–91; Cracow.

MARCINOWSKI, R. (1970): The Cretaceous transgressive deposits east of Czestochowa (Polish Jura Chain). – Acta Geol. Polon., **20** (3): 413–449; Warsaw.

— — (1972): Belemnites of the genus *Actinocamax* MILLER, 1823, from the Cenomanian of Poland. – Acta Geol. Polon., **22** (2): 247–256; Warsaw.

— — (1974): The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. – Acta Geol. Polon., **24** (1): 117–217; Warsaw.

— — (1975): *Inoceramus costellatus* Zone in the Turonian of Central Europe. – Newsl. Stratigr., **4** (1): 20–22; Berlin.

— — (1980): Cenomanian ammonites from German Democratic Republic, Poland, and the Soviet Union. – Acta Geol. Polon., **30** (3): 215–325; Warsaw.

— — & RADWANSKI, A. (1979): Stratigraphy and palaeogeography of the mid-Cretaceous sequence of the Polish Jura Chain. – Mid-Cretaceous Events, Working Group 1 (Cretaceous Major Transgressions and Regressions); Discussion Meeting London, 10–12 September 1979; Abstracts of Papers.

— — & RUDOWSKI, S. (1980): Biala Gora – Middle and Upper Albian. – (In Polish). Guide 52 Annual Meeting of the Geological Society of Poland, pp. 221–226; Warsaw.

— — & SZULCZEWSKI, M. (1972): Condensed Cretaceous sequence with stromatolites in the Polish Jura Chain. – Acta Geol. Polon., **22** (3): 515–539; Warsaw.

— — & WIERZBOWSKI, A. (1975): On the nature of decapod burrows "*Spongia sudolica*" of ZARECZNY (1878). – Acta Geol. Polon., **25** (3): 399–405; Warsaw.

NAIDIN, D. P. (1981): The Russian Platform and the Crimea. *In:* REYMENT, R. A. & BENGTSON, P. (Editors), Aspects of Mid-Cretaceous regional geology, pp. 29–68, Academic Press, London.

OWEN, H. G. (1971): Middle Albian stratigraphy in the Anglo-Paris Basin. – Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.), Suppl., **8**, 1–164; London.

PASSENDORFER, E. (1921): Sur le Crétacé hauttatrique de la Tatra. – Bull. Serv. Géol. Pologne, **1** (2–3): 217–250; Warsaw.

— — (1930): Étude stratigraphique et paléontologique du Crétacé de la série hauttatrique dans les Tatras. – Trav. Serv. Géol. Pologne, **2** (4): 509–676; Warsaw.

— — 1978: Geology of the Tatra Mountains. – (In Polish). Geol. Publishers; Warsaw.

PASTERNAK, S. I. & GAVRILISHIN, V. I. (1977): The first finding of *Collignoniceras woolgari* (Mollusca, Cephalopoda) in the Cretaceous deposits of Volhyn-Podolia. – Paleont. Sborn., **14**: 76–79; Lvov.

POZARYSKI, W. (1938): Senonsstratigraphie im Durchbruch der Weichsel zwischen Rachow und Pulawy in Mittelpolen. – Bull. Serv. Géol. Pologne, **6**: 1–94; Warsaw.

RADWANSKI, A. (1960): Submarine slides of epicontinental Upper Jurassic and Upper Cretaceous margins of the Holy Cross Mts (Central Poland). – Acta Geol. Polon., **10** (2): 221–246; Warsaw.

— — (1968): *Ischyodus thurmanni* PICTET & CAMPICHE and other chimaeroid fishes from the Albian-Cenomanian of the Holy Cross Mountains (Poland). – Acta Palaeontol. Polon., **13** (2): 315–322; Warsaw.

— — (1969*a*): Lower Tortonian transgression onto the southern slopes of the Holy Cross Mts. – Acta Geol. Polon., **19** (1): 1–164; Warsaw.

— — (1969*b*): *In:* HAKENBERG, M., Albian and Cenomanian between Malogoszcz and Staniewice, SW margin of the Holy Cross Mountains. – Studia Geol. Polon., **26**: 39, 42, and 109.

— — (1970): Dependence of rock-borers and burrowers on the environmental conditions within the Tortonian littoral zone of Southern Poland. *In:* CRIMES, T. P. & HARPER, J. C. (Editors), Trace Fossils. – Geol. J. Special Issues, **3**: 371–390, Seel House Press; Liverpool.

— — (1975): Det dansk-polske trug – dets geotektoniske baggrund, sedimentationshistorie og senere tektonik. – Dansk Geol. Foren, Årsskrift for **1974**: 39–41; Copenhagen.

RAWSON, P. F. & al. (1978): A correlation of Cretaceous rocks in the British Isles. – Geol. Soc. London, Spec. Report, **9**: 1–70; Edinburgh.

ROEMER, F. (1870): Geologie von Oberschlesien. – Breslau.

SAMSONOWICZ, J. (1925): Esquisse géologique des environs de Rachow sur la Vistule et les transgressions de l'Albien et du Cénomanien dans le sillon nord-européen. – Bull. Serv. Géol. Pologne, **3** (1–2): 45–118; Warsaw.

— — (1934): Explication de la feuille Opatow; pp. 1–117, Serv. Géol. Pologne; Warsaw.

— — (1948): Cretaceous deposits in boreholes in Lodz, and the structure of the Lodz Basin (Central Poland). – Bull. Serv. Géol. Pologne, **50**: 1–47; Warsaw.

SEIBERTZ, E. (1979): Probleme der Turon-Gliederung Nordeuropas (Oberkreide) im überregionalen Vergleich. – Newsl. Stratigr., 7 (3): 166–170; Berlin.

SPAETH, C. (1971): Untersuchungen an Belemniten des Formenkreises um *Neohibolites minimus* (MILLER 1826) aus dem Mittel- und Ober-Alb Nordwestdeutschlands. – Beih. Geol. Jb., **100**: 1–127; Hannover.

TANABE, K., OBATA, I. & FUTUKAMI, M. (1978): Analysis of ammonoid assemblages in the Upper Turonian of the Manji area, Central Hokkaido. – Bull. Nat. Sci. Mus., Ser. C (Geol. & Paleont.), **4** (2): 37–60; Tokyo.

WEIMER, R. J., & HOYT, J. H. (1964): Burrows of *Callianassa major* SAY, geologic indicators of littoral and shallow neritic environments. – J. Palaeont., **38** (4): 761–767; Menasha.

WIEDMANN, J. & DIENI, I. (1968): Die Kreide Sardiniens und ihre Cephalopoden. – Palaeontogr. Italica, **64**: 1–171; Pisa.

— — & SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. – In: Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, **6**: 645–680; Stuttgart.

WOODWARD, A. S. (1912): The fossil fishes of the English Chalk; Pt. 7. Palaeontogr. Soc., **65** (4): 225–264; London.

ZIEGLER, P. A. (1975): The geolocial evolution of the North Sea area in the tectonic framework of North-Western Europe. – Norges Geol. Undersok., **316**: 1–27; Trondheim – Oslo.

Plate 1

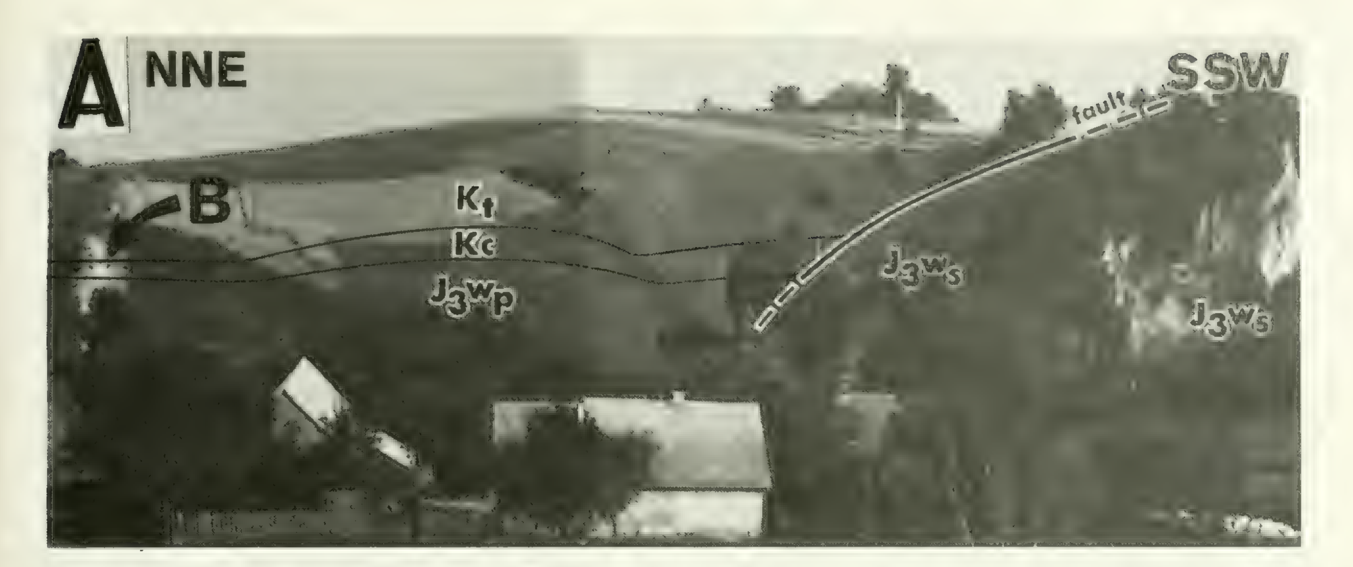
Exposures of the mid-Cretaceous transgressive sequence at Glanow in the Polish Jura.

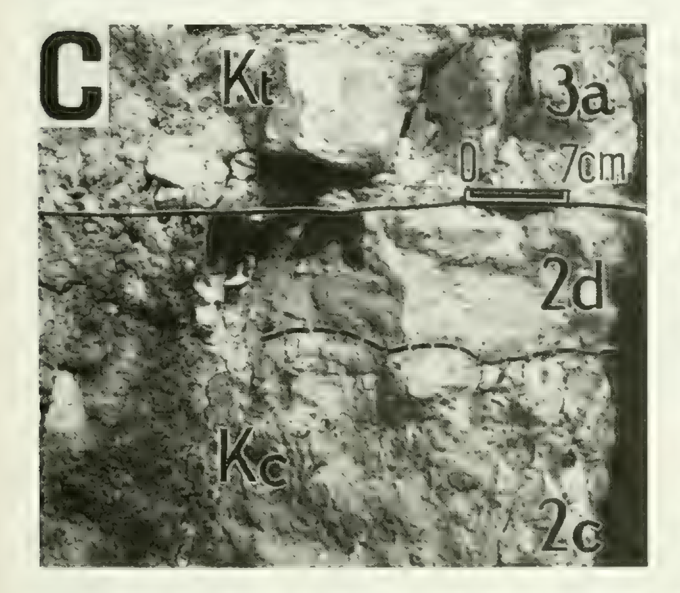
A. General view, to show the landscape and situation of the mid-Cretaceous sequence within a small Laramide graben; arrowed *(B)* is the trench dig out at the edge of the ravine running to the Dlubnia valley (cf. MARCINOWSKI 1974); J_3w_s – Oxfordian butten limestones; J_3w_s – Oxfordian platy limestones; *Kc* – Cenomanian; *Kt* – Turonian.

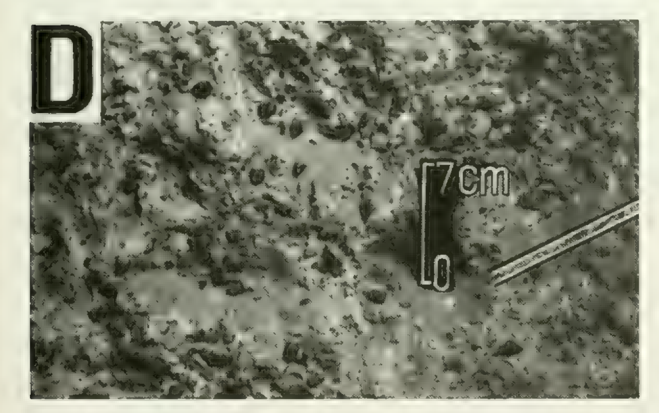
B. Section, to show condensed Middle and Upper Cenomanian deposits.

C. Detailed view of the Cenomanian/Turonian boundary (numbers of beds the same as in figs 3–4; in Marcinowski 1974): laminated limestones (bed *2d*) at the top of Cenomanian marly gravelstones.

D. Detailed view of the fossiliferous Middle Cenomanian gravelstones with phosphatic nodules embedded in sandy-marly matrix (bed *2a*).


A
NNE
SSW
fault
B
Kt
Kc
J3wp
J3ws
J3ws


C
Kt
3a
0
7cm
2d
Kc
2c


D
7cm
0

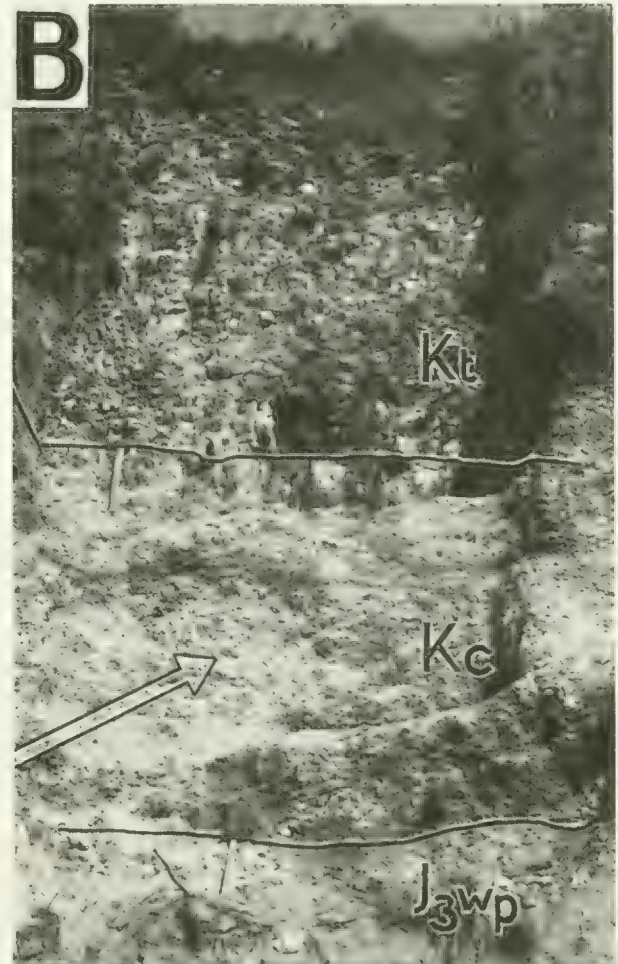

B
Kt
Kc
J3wp

Plate 2

Mid-Cretaceous transgressive sequence in the Polish Jura and the Holy Cross Mts.

1. Section at Korzkiew in the Polish Jura (see fig. 4): Upper Albian sands Ka_3 overlain by Cenomanian gravelstones *Kc*, and Santonian *Ks* glauconitic marls with phosphatized fauna; *Qp* – Pleistocene loess.
2. Section at Sucha near Glanow in the Polish Jura (see figs. 3–4): Upper Albian cross-bedded, poorly glauconitic sands with diverse sponges and trace fossils, locally cemented into irregular lenses and concretions of siliceous sandstones (numbers of co-sets the same as in MARCINOWSKI 1974): *2a* – Eastern wall of sand-pit, to show a subtidal channel (unit *6*); *2b* – Southern wall of sand-pit.
3. Section at Januszowice in the Polish Jura, near the city of Cracow (see fig 4): Oxfordian butten limestones J_3w_s truncated by the transgressive Lower/Middle Turonian sequence *Kt 1–2*.
4. Section of Mt. Zajecza at Skotniki near Busko in the Holy Cross Mts.: Kimmeridgian limestones *Jk* truncated by Cenomanian glauconitic sandstones *Kc*; New-Kimmerian angular unconformity readable.

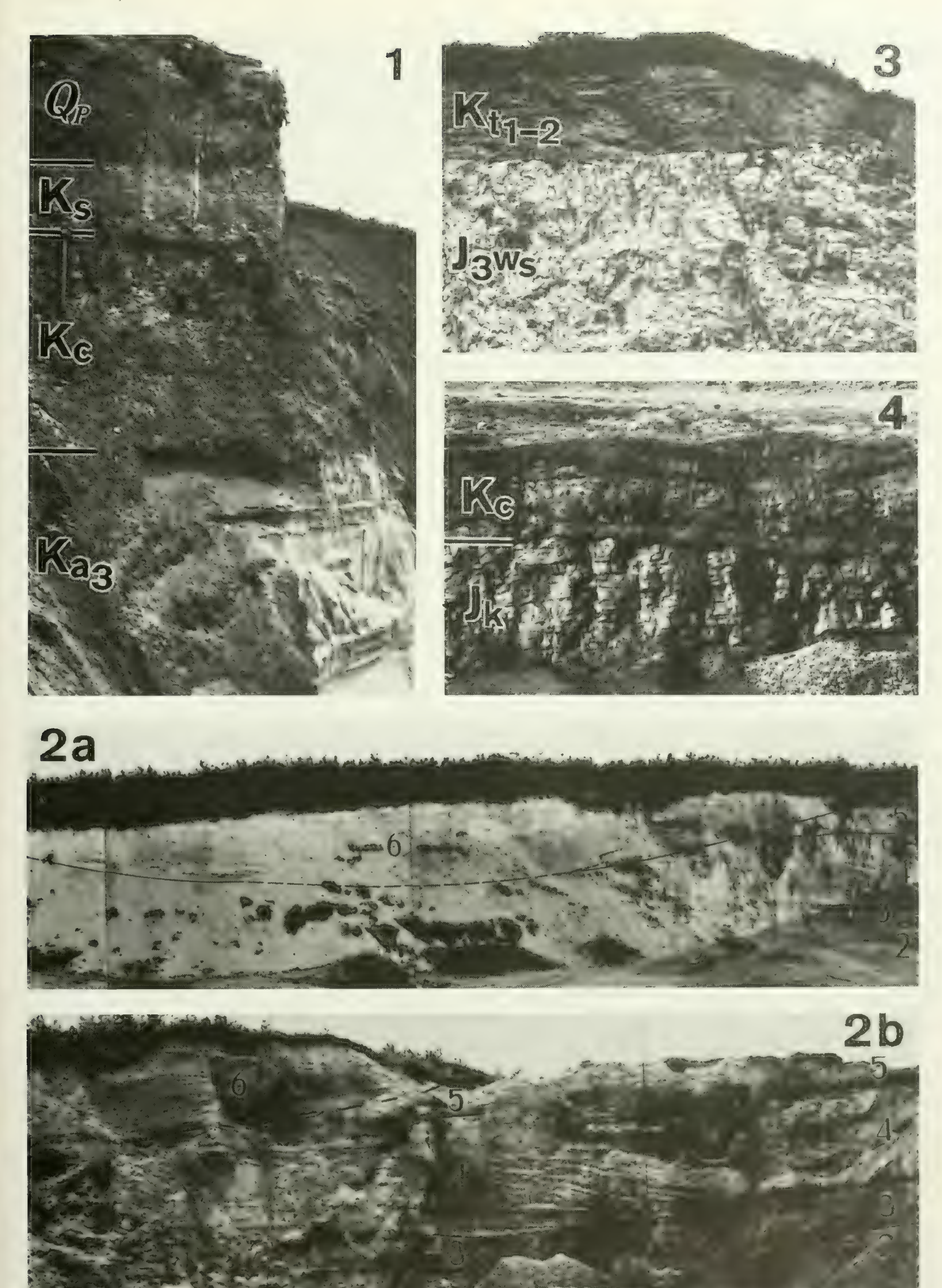

1
Q_P
K_s
K_c
K_{a_3}
3
$K_{t_{1-2}}$
J_3ws
4
K_c
J_k
2a
6
2
2b
6
5
5
4
3

Plate 3

Diverse invertebrates (cephalopods excluded) from the mid-Cretaceous transgressive sequence of the Polish Jura *(PJ)* and the Holy Cross Mts *(HCM);* all figures magnified 1.5 unless otherwise stated.

Fig. 1a–b. *Micrabacia coronula* (GOLGFUSS); Cenomanian, Mokrzesz *PJ*; 1a – top view, 1b – side view.

Fig. 2. *Serpula proteus* (SOWERBY); Cenomanian, Mokrzesz *PJ*.

Fig. 3. *Lepidorhynchia sigma* (SCHLOENBACH); Cenomanian, Julianka *PJ;* ×2.

Fig. 4. *Orbirhynchia parkinsoni* (OWEN); Middle Cenomanian, Glanow *PJ*, ×2.

Fig. 5. *Arcuatothyris arcuata* (ROEMER); Cenomanian, Mokrzesz *PJ;* ×2.

Fig. 6. *Terebratulina chrysalis* (SCHLOTHEIM); Cenomanian, Mokrzesz *PJ;* ×2.

Fig. 7. Carapace of *Necrocarcinus labeschii* (DESLONGCHAMPS); Upper Albian phosphorites, Annopol-on-Vistula *HCM;* ×2.

Fig. 8. Claw of *Necrocarcinus labeschii* (DESLONCHAMPS); Upper Albian phosphorites, Annopol-on- Vistula *HCM;* ×2.

Fig. 9a–b. *Glypheopsis sanctaecrucis sanctaecrucis* COLLINS; Middle/Upper Albian phosphorites, Annopol-on-Vistula *HCM;* 9a – lateral view; 9b – dorsal view; ×3.

Fig. 10. *Exanthesis* cf. *labrosus* (SMITH); Cenomanian, Mokrzesz *PJ*.

Fig. 11a–b. *Emarginula althi* ZARECZNY; Cenomanian, Jazwiny *PJ;* 11a – side view, 11b – anterior view.

Fig. 12. *Aucellina gryphaeoides* (SOWERBY); lowermost Cenomanian, Annopol-on-Vistula *HCM*.

Fig. 13. *Lopha colubrina* (LAMARCK) (= *Alectryonia diluviana* Linnaeus); Cenomanian, Jazwiny *PJ*.

Fig. 14. *Camerogalerus cylindricus* (LAMARCK); Cenomanian, Annopol-on-Vistula *HCM*.

Fig. 15a–b. *Pyrina ovalis* (d'ORBIGNY); Cenomanian, Korzkiew *PJ*; 15a – top view, 15b – side view.

Fig. 16. *Holaster benstedi* FORBES; Lower Cenomanian, Swolszowice *HCM;* nat. size.

Fig. 17. *Holaster poloniae* LAMBERT; Cenomanian, Jazwiny *PJ*.

Fig. 18. *Pygaulus pulvinatus* (d'ACHIAC); Cenomanian, Korzkiew *PJ*.

Fig. 19. *Conulus ellipticus* (ZARECZNY); Lower Turonian, Glanow *PJ*.

Fig. 20. *Phymosoma cenomanense* COTTEAU; Cenomanian, Mokrzesz *PJ*.

Fig. 21. *Discoides subuculus* (KLEIN); Cenomanian, Mokrzesz *PJ*.

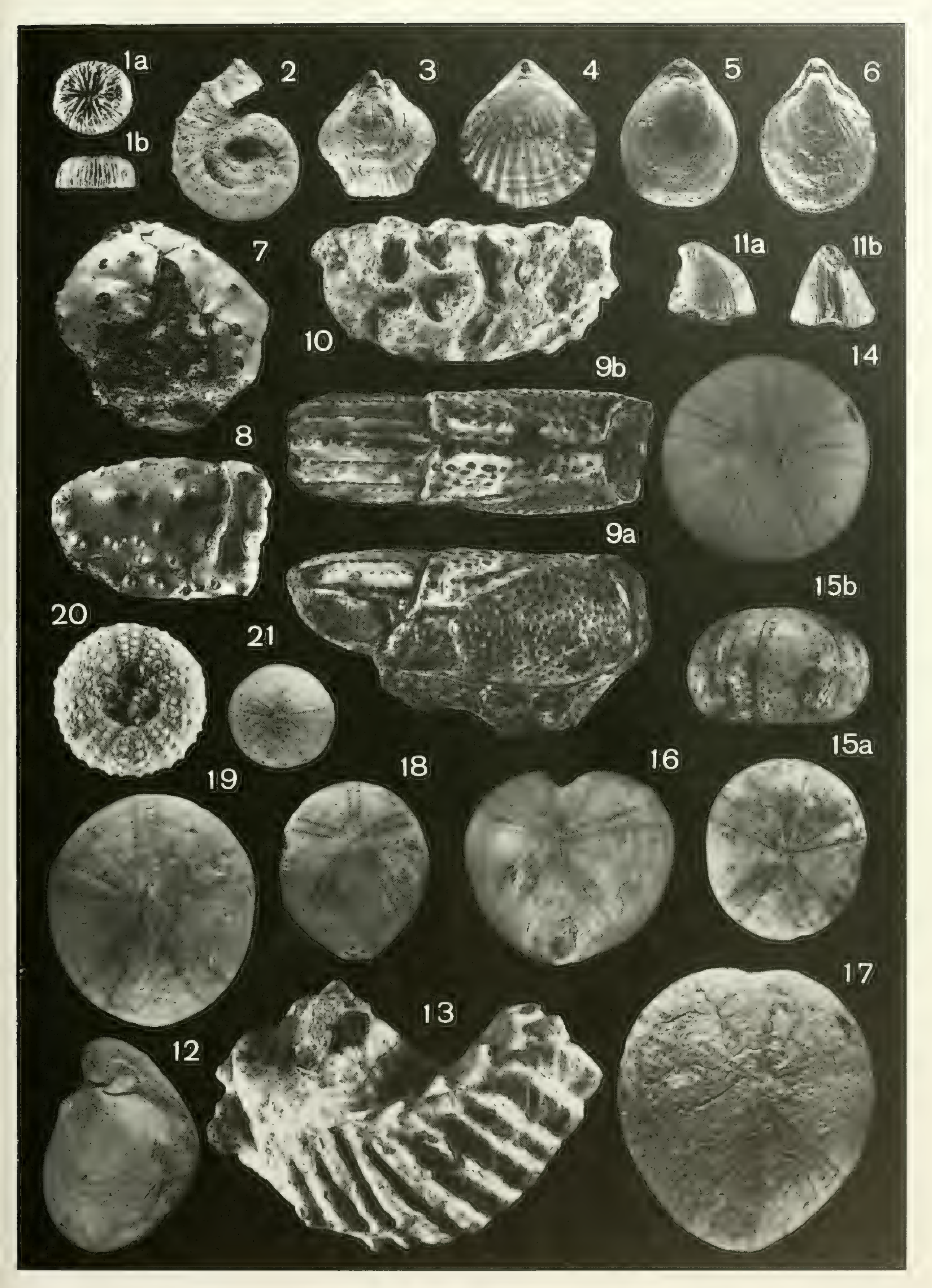

1a
1b
2
3
4
5
6
7
10
11a
11b
9b
14
8
9a
15b
20
21
19
18
16
15a
17
13
12

Plate 4

Ammonites, nautiloids and wood-boring bivalves from the mid-Cretaceous transgressive sequence of the Polish Jura *(PJ)* and Holy Cross Mts *(HCM)*; all figures magnified 1.5 unless otherwise stated.

Fig. 1. *Eutrephoceras sublaevigatum* (d'ORBIGNY); Cenomanian, Mokrzesz *PJ*.

Fig. 2a–b. *Eutrephoceras sublaevigatum* (d'ORBIGNY); Cenomanian, Jazwiny *PJ*

Fig. 3a–b. *Hoplites (H.) vectensis* SPATH; Middle Albian phosphorites, Annopol-on-Vistula *HCM*; nat. size

Fig. 4a–b. *Hoplites (H.) dentatus robustus* SPATH; Middle Albian phosphorites, Annopol-on-Vistula *HCM*; nat. size

Fig. 5. phosphatized wood, bored by *Gastrochaena* sp. (? *Gastrochaena amphisbaena* GEINITZ); Middle/Upper Albian, Dabrowka Zablotnia *HCM*; nat. size


3a
1
2b
2a
5
4a
4b
3b

Plate 5

Belemnites, ammonites and rhyncholites from the mid-Cretaceous transgressive sequence of the Holy Cross Mts and borehole Lebork near Gdansk (Polish Lowland); all figures of natural size except for Fig. 3 (taken ×1.5).

Fig. 1a–c. *Actinocamax plenus* (BLAINVILLE); Upper Cenomanian, borehole Lebork; 1a – dorsal view, 1b – lateral view, 1c – ventral view.

Fig. 2a–b. *Neohibolites ultimus* (d'ORBIGNY); Lower or Middle Cenomanian, Annopol-on-Vistula *HCM;* 2a – lateral view, 2b – ventral view.

Fig. 3a–b. apical part of a rhyncholite; Middle or Upper Albian, Jakubowice near Annopol-on-Vistula *HCM;* 3a – outer view, 3b – inner view.

Fig. 4. *Hoplites (H.) escragnollensis* SPATH; Middle Albian, Annopol-on-Vistula *HCM.*

Fig. 5a–b. *Hoplites (H.) dentatus dentatus* (SOWERBY); Middle Albian, Annopol-on-Vistula *HCM.*


1a
1b
1c
3a
3b
4
2a
2b
5a
5b

Plate 6

The *Schloenbachia* species from the Cenomanian deposits of the Central Polish Uplands and Podolia; all figures of natural size except for Figs 6, 9 and 11 (taken ×1.5).

Fig. 1a–c. *Schloenbachia varians* (SOWERBY) *subvarians* SPATH; Podzameczek in Podolia.

Fig. 2a–b. *Schloenbachia varians* (SOWERBY) *subvarians* SPATH; Mokrzesz *PJ*.

Fig. 3a–b. *Schloenbachia varians* (SOWERBY) *subtuberculata* (SHARPE); Annopol-on-Vistula *HCM*.

Fig. 4a–c. *Schloenbachia varians* (SOWERBY) aff. *subtuberculata* (SHARPE) transitional to *S. varians varians* (SOWERBY); Podzameczek in Podolia.

Fig. 5a–c. *Schloenbachia varians* (SOWERBY) *subtuberculata* (SHARPE); Podzameczek in Podolia.

Fig. 6a–b. *Schloenbachia varians varians* (SOWERBY); Jazwiny *PJ*.

Fig. 7a–c. *Schloenbachia varians varians* (SOWERBY); Annopol-on-Vistula *HCM*.

Fig. 8a–c. *Schloenbachia varians varians* (SOWERBY); Podzameczek in Podolia.

Fig. 9a–b. *Schloenbachia varians* (SOWERBY) *ventriosa* STIELER; Mokrzesz *PJ*.

Fig. 10. *Schloenbachia varians* (SOWERBY) *subplana* (MANTELL); Annopol-on-Vistula *HCM;* arrowed is the end of the phragmocone.

Fig. 11. *Schloenbachia* sp. pathological form close to *S. intermedia* (MANTELL); Mokrzesz *PJ*.

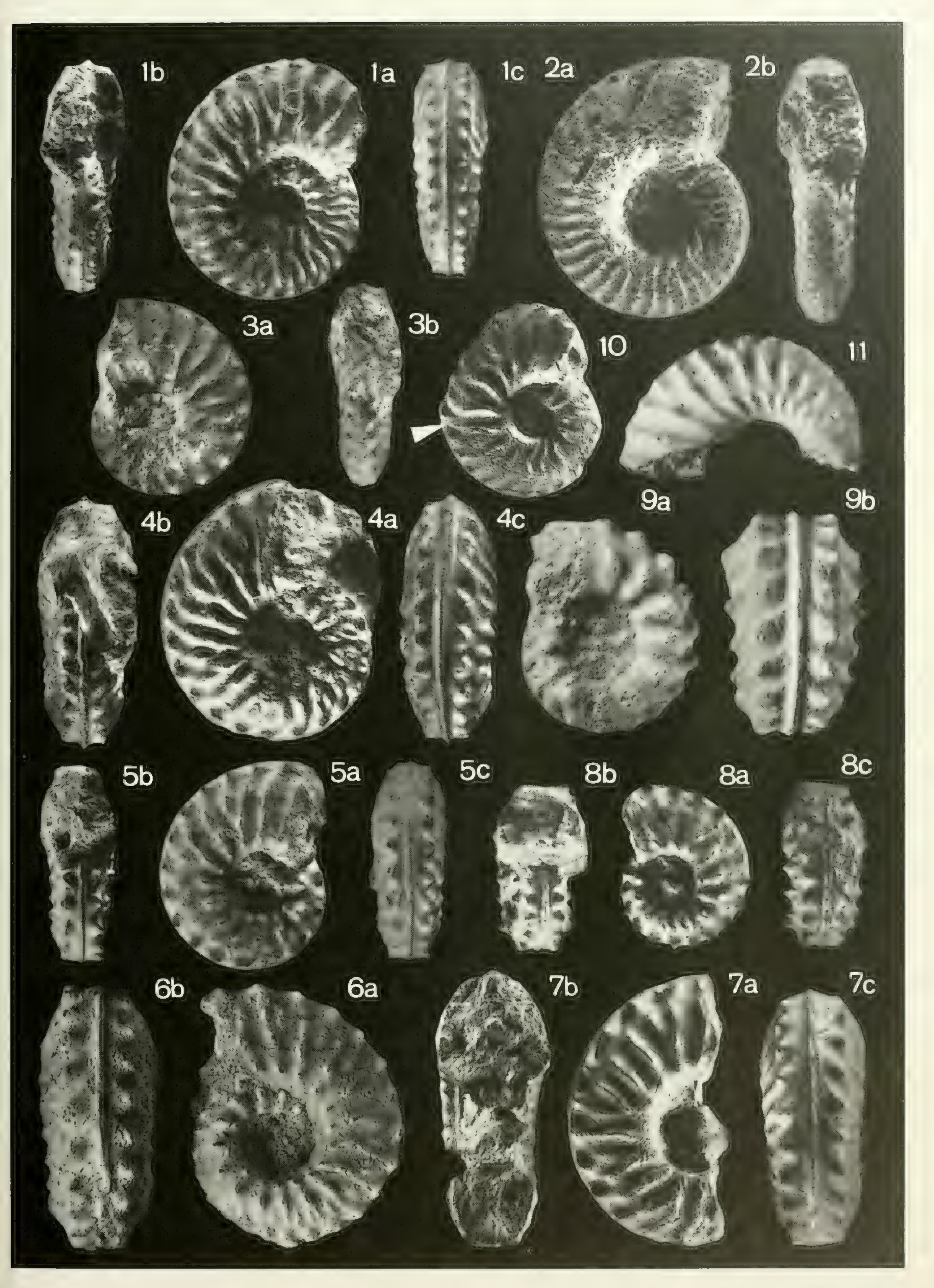

1b
1a
1c
2a
2b
3a
3b
10
11
4b
4a
4c
9a
9b
5b
5a
5c
8b
8a
8c
6b
6a
7b
7a
7c

Plate 7

Ammonites from the Cenomanian and Turonian deposits of Central Polish Uplands and Podolia; all figures magnified 1.5 unless otherwise stated.

Fig. 1a–c. *Idiohamites alternatus vectensis* SPATH; Cenomanian, Annopol-on-Vistula *HMC*; 1a – lateral view, 1b – dorsal view, 1c – ventral view.

Fig. 2. *Hamites* sp.; Cenomanian, Mokrzesz *PJ*; ×2

Fig. 3a–b. *Scaphites (S.) obliquus* SOWERBY; Cenomanian, Krasice *PJ*.

Fig. 4. *Scaphites (S.) obliquus* SOWERBY; Cenomanian, Mokrzesz *PJ*.

Fig. 5a–b. *Mariella (M.) lewesiensis* (SPATH); Cenomanian, Annopol-on-Vistula *HCM*; 5a – outer face of the whorl, 5b – lower whorl surface.

Fig. 6. *Mariella (M.) lewesiensis* (SPATH); Cenomanian, Mokrzesz *PJ*.

Fig. 7a–c. *Neostlingoceras carcitanense* (MATHERON); Cenomanian, Annopol-on-Vistula *HCM*; 7a – outer face of the whorl, 7b – lower whorl surface, 7c – upper whorl surface.

Fig. 8a–c. *Hyphoplites campichei campichei* SPATH; Cenomanian, Mokrzesz *PJ*.

Fig. 9a–b. *Calycoceras (Lotzeites)* aff. *lotzei* WIEDMANN; Cenomanian, Jazwiny *PJ*.

Fig. 10a–b. *Mantelliceras tenue* SPATH; Cenomanian, Podzameczek in Podolia; nat. size.

Fig. 11a–b. *Lewesiceras peramplum* (MANTELL), inner (juvenile) whorls of the large form; Turonian, probably *Inoceramus costellatus* Zone, Bocieniec *PJ*; nat. size.

Fig. 12a–b. *Lewesiceras peramplum* (MANTELL), adult specimen (small form) with a fragment of the final body chamber (arrowed is the end of the phragmocone); Turonian, probably *Inoceramus costellatus* Zone, Bocieniec *PJ*; nat. size.

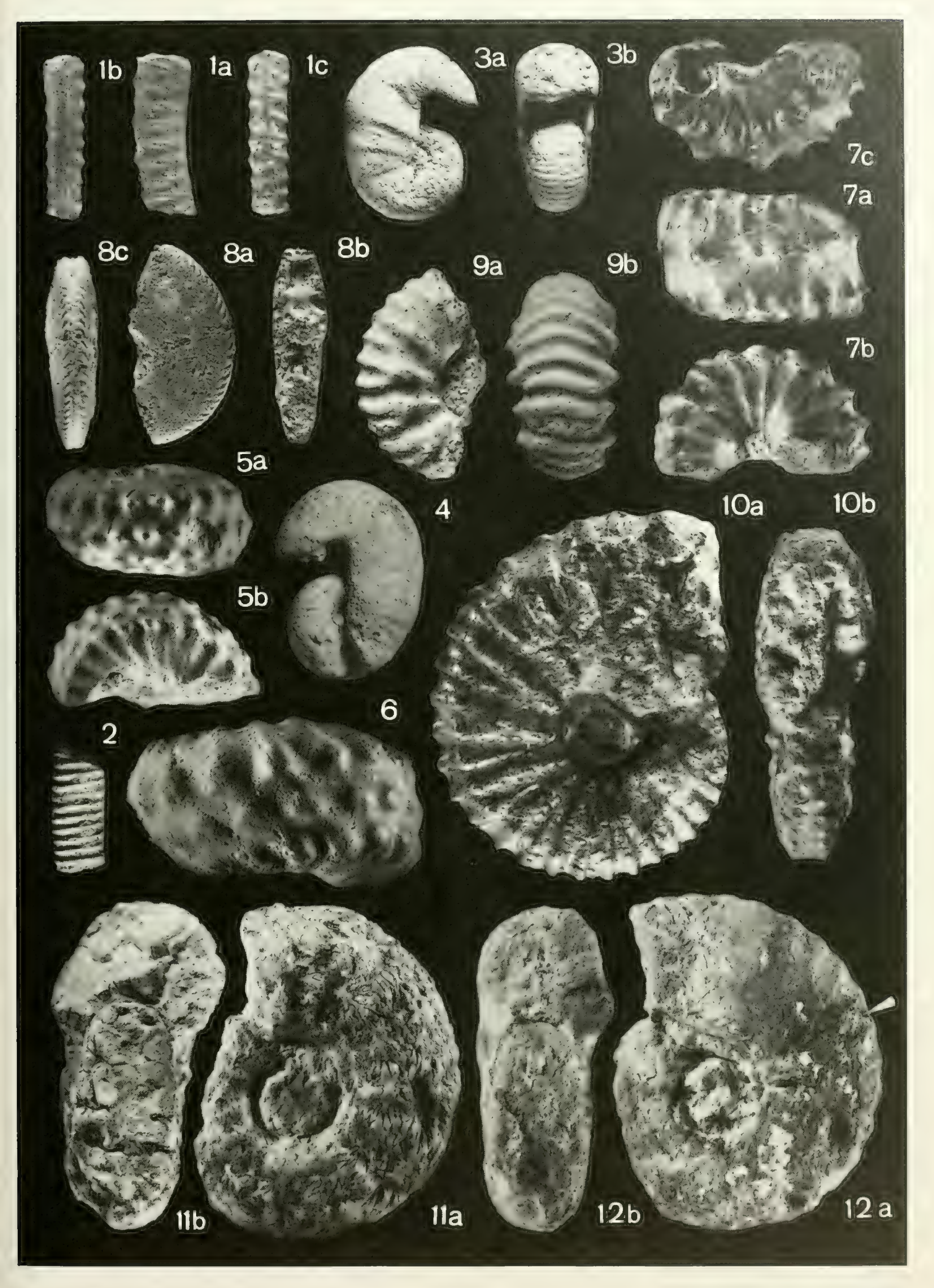

1b
1a
1c
3a
3b
7c
7a
8c
8a
8b
9a
9b
7b
5a
4
10a
10b
5b
6
2
11b
11a
12b
12 a

Plate 8

Fish and reptile remains from the mid-Cretaceous transgressive sequence of the Polish Jura *(PJ)*, Holy Cross Mts *(HCM)*, and borehole Bystrzyca near Lublin.

Fig. 1a–b. *Galeorhinus minutissimus* (ARAMBOURG); Lower Turonian, borehole Bystrzyca; 1a – outer view, 1b – inner view, ×3.

Fig. 2. *Notidanus microdon* AGASSIZ; fragment of lateral tooth – principle cusp with anterior serration (weakly visible; indicated by a leader) and three secondary cusps – of the right lower jaw; uppermost Albian, Celestynow *HCM;* outer view, ×2.

Fig. 3. *Squalicorax falcatus* (AGASSIZ); lateral tooth; Cenomanian, Mokrzesz *PJ;* inner view, ×2.

Figs. 4–5. *Otodus appendiculatus* (AGASSIZ); Middle/Upper Albian phosphorites, Annopol-on-Vistula *HCM;* inner views, ×2.

Fig. 6. *Oxyrhina mantelli* AGASSIZ; Middle/Upper Albian phophorites, Annopol-on-Vistula *HCM;* inner view, ×2.

Fig. 7. *Ptychodus mammillaris* AGASSIZ; lowermost Cenomanian, Sobkow *HCM;* crown view, ×2.

Fig. 8. *Ptychodus polygyrus* AGASSIZ; Lower Turonian, Mydlniki *PJ;* crown view, ×2.

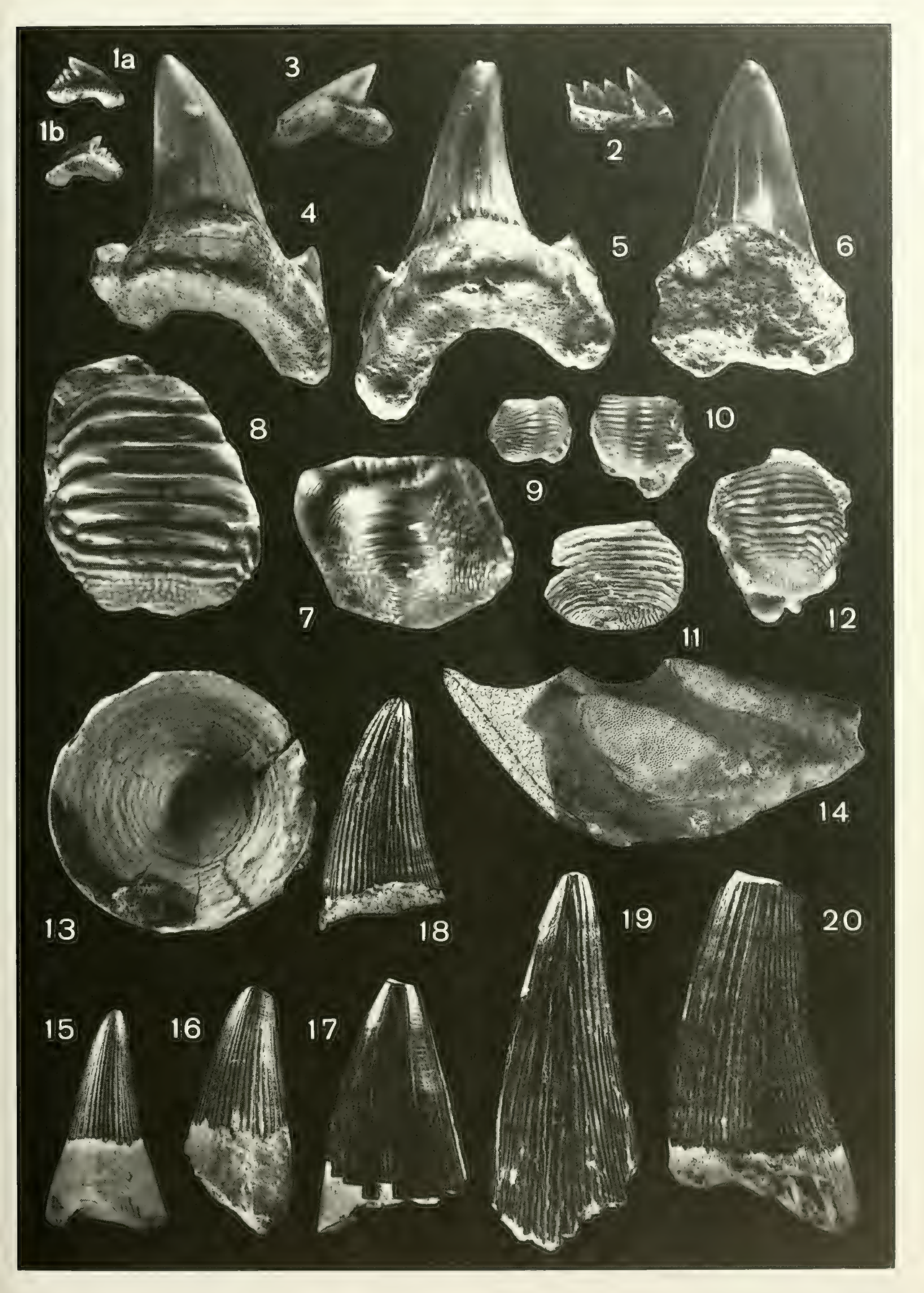
Figs. 9–12. *Ptychodus decurrens* AGASSIZ; crown views of the teeth from lateral *(III* or *IV)* row of the upper jaw (fig. 9), lateral *(II* or *III)* row of the upper jaw (fig. 11), and lateral *(I* or *II)* row of the lower jaw (figs 10 and 12); Upper Cenomanian, Glanow *PJ;* ×2.

Fig. 13. Vertebra attributable to *Ptychodus* (cf. WOODWARD 1912, pl. 52, figs. 6 and 16); Middle/ Upper Albian phosphorites, Annopol-on-Vistula *HCM;* 1.5.

Fig. 14. Right mandibular plate of the chimaeroid *Ischyodus thurmanni* PICTET & CAMPICHE; Middle/Upper Albian phosphorites, Annopol-on-Vistula *HCM;* inner view, nat size.

Figs. 15–16. Ichtyosaurs *Myopterygius campylodon* (CARTER); Middle/Upper Albian phosphorites, Annopol-on-Vistula *HCM;* ×1.5.

Figs. 17–20. Sauropterygians *Polyptychodon interruptus* OWEN; one of the teeth displays vanishing ridges (fig. 17); Middle/Upper Albian phosphorites, Annopol-on-Vistula *HCM;* nat. size.


1a
1b
3
2
4
5
6
8
9
10
7
11
12
13
14
18
19
20
15
16
17



Zitteliana	**10**	97–105	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Stratigraphic studies on the Upper Cretaceous in Central Poland

By

KRYSTYNA POZARYSKA & EMILIA WITWICKA*)

With 6 text figures

ABSTRACT

Upper Cretaceous rocks are distributed almost throughout the whole Polish Lowlands. They attain maximum thickness, and the sections are most complete in the marginal zone of the East-European Platform. In the Middle Vistula gorge the succession of Cretaceous strata from the Albian to Maastrichtian is excellently exposed. The succession is fairly complete, without any greater stratigraphic gaps. It is rather monotonous, indicating deposition under moderately shallow-water conditions changing to somewhat deeper-water conditions in the Turonian and Middle Maastrichtian. The studies on foraminifera faunas showed marked predominance of calcareous benthos throughout the sequence. The benthic elements are accompanied by pelagic and occasionally arenaceous ones. This allows to establish foraminifera zonation based on benthic and planktonic elements and to correlate them. The foraminifera assemblages recorded in the Upper Cretaceous deposits in the Polish Lowlands are typical of the Boreal Province, with some admixtures of warm-water elements only.

KURZFASSUNG

Oberkreidesedimente sind nahezu im gesamten Tiefland Polens verbreitet. Die vollständigsten Abfolgen und die größten Mächtigkeiten finden sich in der Randzone der Osteuropäischen Plattform. In der mittleren Vistula-Schlucht ist eine Alb- bis Maastricht-Abfolge sehr gut und nahezu komplett ohne größere stratigraphische Lücken aufgeschlossen. Die eintönige Fazies zeigt Ablagerungsbedingungen unter mäßig flachem Wasser an mit Einfluß tieferer Wasser-Bedingungen im Turon und im mittleren Maastricht. Die Foraminiferen-Fauna zeigt eine klare Vormacht des kalkigen Benthos, zusammen mit einigen planktonischen Elementen und gelegentlich Sandschalern. So ist es möglich, eine Zonierung mit benthonischen und planktonischen Formen aufzustellen und beide miteinander zu korrelieren. Die Foraminiferen-Vergesellschaftungen sind charakteristisch für die boreale Faunenprovinz mit nur wenigen Beimengungen von Warmwasser-Elementen.

INTRODUCTION

In the Cretaceous, almost the whole northern and central Europe was flooded by vast epicontinental sea. Laramie movements from the end of the Maastrichtian resulted in regression from previously occupied area, except for some basins. In Poland and adjoining countries, 9 such basins have been recognized. The largest of these basins (I in Fig. 2) was situated in marginal part of the East-European Platform. Upper Cretaceous rocks infilling it were intensively studied by several authors and stratigraphy and foraminifer assemblages of the Upper Cretaceous sequences were the subjects of several our papers. The studies were facilitated by excellent outcrops displaying almost continuous section from the Albian to Paleocene in the Middle Vistula River valley (Fig. 1), as well as almost a hundred drillings, often full-cored, penetrating Upper Cretaceous cover in area eastwards of the Middle Vistula River to the Polish-Soviet boundary. The results of studies on lithology and micro- and macrofauna from these borehole columns appeared to be of great stratigraphic value, making it possible to compile a section through this cover in marginal part of the East-European Platform (Fig. 2). Biozonation of the strata is fairly well established except for the Cenomanian and Campanian-Maastrichtian. In the former case, the diffe-

*) K. POZARYSKA and E. WITWICKA, Polska Akademia Nauk, Zaklad Paleobiologii, Al. Zwirki i Wigury 93, PL-02-089 Warszawa, Poland.

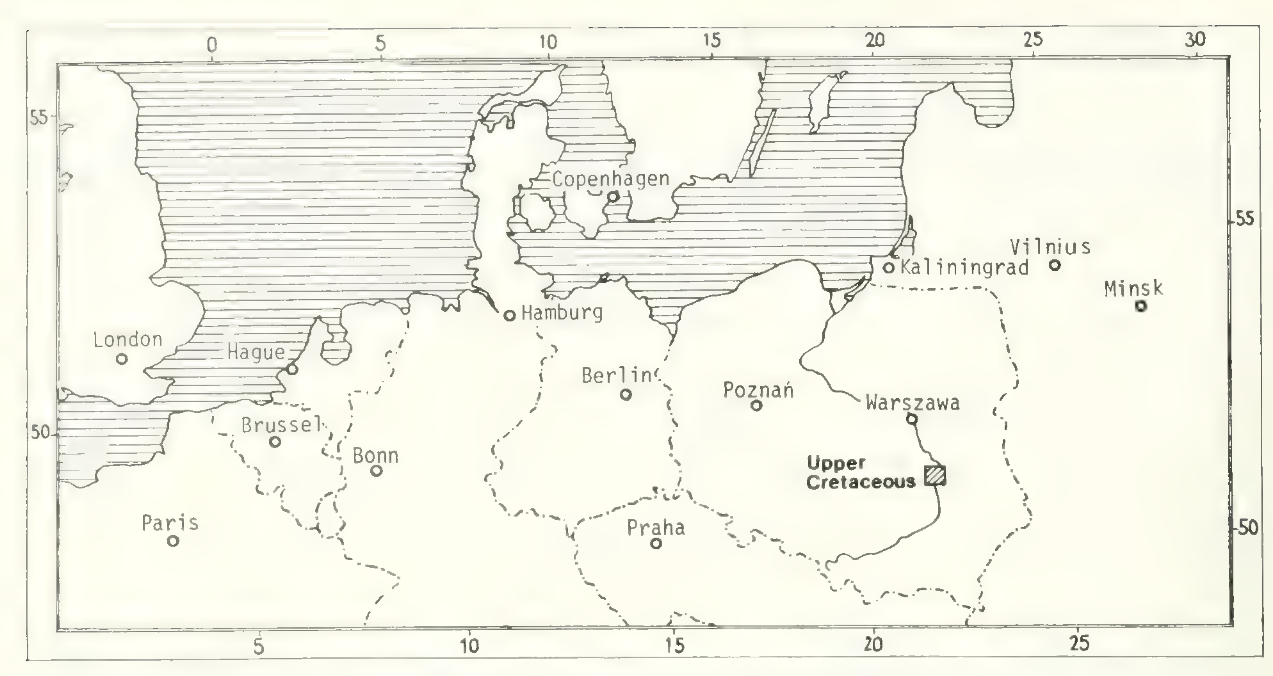


Fig. 1. Location of Upper Cretaceous outcrops in the Middle Vistula River Valley

rences in approach of individual authors may be explained by still unstable sedimentary and environmental regime. Such regime resulted in origin of high variable deposits and often in reduction and condensation phenomena, impeding establishment of biostratigraphic criteria applicable for the whole basin. In the case of the Campanian and Maastrichtian, cephalopod fauna is highly abundant and diversified but biostratigraphic value of individual species is still the subject of discussions and various zonal schemes are proposed (Fig. 4).

LATE CRETACEOUS BASINS IN CENTRAL EUROPE

In central Europe, Late Cretaceous transgression resulted in deposition of sedimentary series varying in thickness and completeness. Sedimentation appears most continuous in basins developed in direct foreland and marginal part of the East-European Platform (Fig. 2). The major depocenters also appear located in the marginal zone and there may be noted a steady trend to decrease in thickenss towards the interior of this platform. The available data clearly suggest the influence of structural differentiation of the basement on development of the basins.

In places where the Platform margin is passing close to its shields, Cretaceous sequence are relatively thin and with significant gaps. For example, the whole lower part of the Upper Cretaceous / Cenomanian-Santonian / is missing in the Karlskrona region in the Baltic Shield. Gaps found in sequences from basin parts most distant from the Platform margin are similar as, e. g., in Lithuania where Maastrichtian rests on various members of lower Upper Cretaceous.

In central Europe, two large basins were active at the Platform margin in the Late Cretaceous. One (marked as I in Fig. 2) was comprising northern and eastern Poland, being delineated by the Ukrainian Shield in the east and the Baltic in the north. It is characterized here in the section shown in Fig. 3. The other (II in Fig. 2) was situated west of the Baltic shield, stretching northwards of Rügen to northern Jyland.

In the foreland of the plarform, characterized by basement of the Paleozoic age and highly complex structure, Late Cretaceous basins appear fairly diversified. The basins are separated from one another by areas in which Cretaceous rocks are partly or completely missing due to erosion related to strong subsiding and uplifting movements. Two regions may be differentiated here. One region displays a series of small basins, generally parallel to the platform margin and characterized by generally continuous sequences in their axial parts and presumably original lack of the uppermost Maastrichtian. Here are recognized the Miechów (III in Fig. 2), Lódź (IV) and Szczecin (V) basins. It should be noted that the two latter basins are displaying very large thickness of the Upper Cretaceous.

The other region comprises basins situated within the area of the Variscan fold belt and characterized by large thickness of lower Upper Cretaceous and complete lack of the higher Cretaceous strata. Here are recognized the Opole (VI) basin, Nysa Klodzka (VII) basin (trough), inner basin of the Bohemian Massif or Praha basin (VIII), and North-Sudetic basin (IX).

The present distribution of Cretaceous rocks fails to give detailed image of original sedimentary basins because of the influence of Cretaceous and post-Cretaceous movements. Therefore, the subdivision presented above should be treated as structural subdivision of basins.

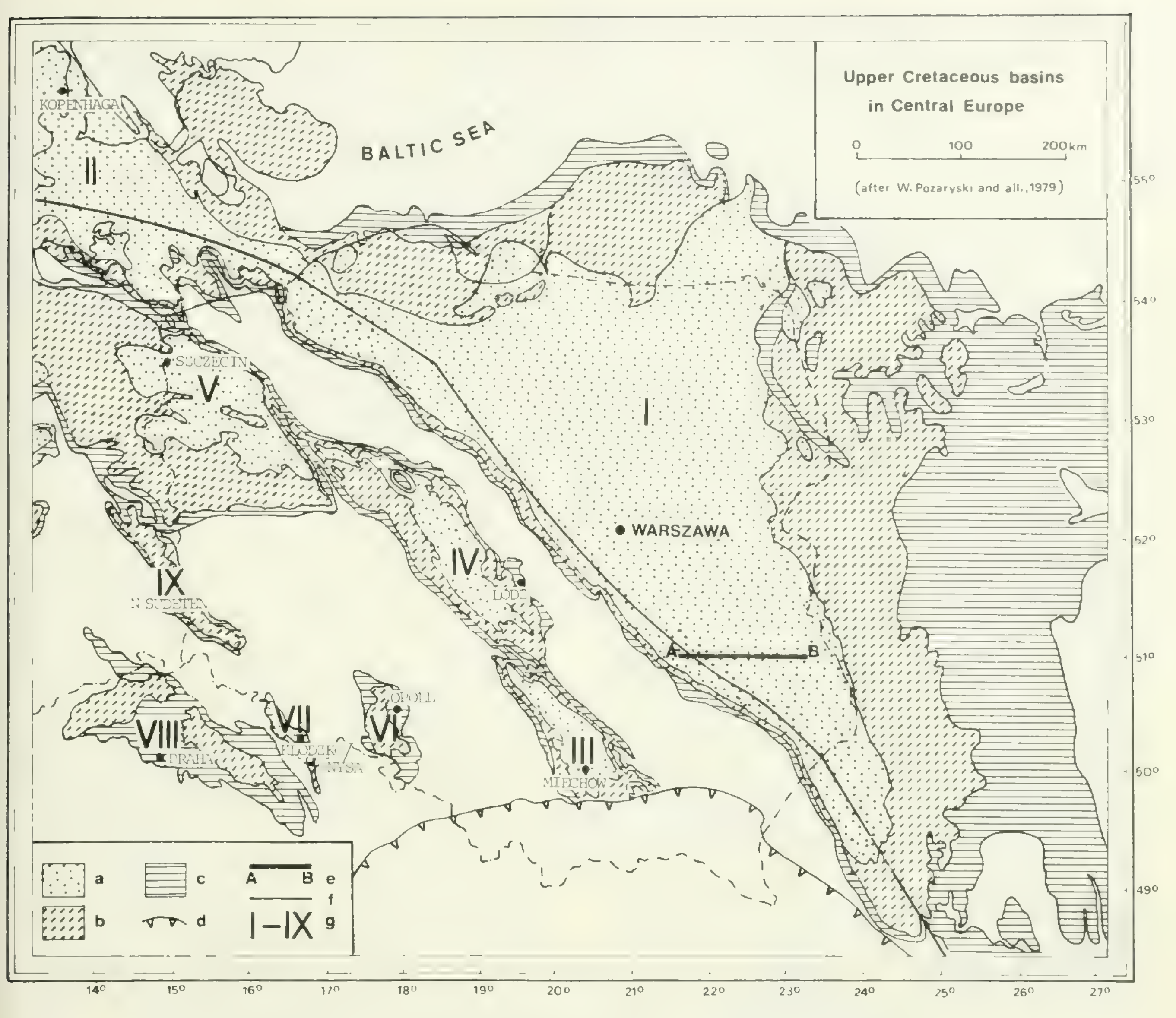


Fig. 2 Late Cretaceous basins in central Europe. White = rocks older than Cretaceous.

a) Maastrichtian
b) Coniacian, Santonian, Campanian
c) Cenomanian, Turonian
d) Carpathians margin
e) Studied section A–B
f) Margin of East European Platform

I – Warszawa Basin
II – Danish Basin
III – Miechów Basin
IV – Lódź Basin
V – Szczecin Basin
VI – Opole Basin
VII – Klodzko/Nysa Basin
VIII – Praha Basin
IX – North Sudetic Basin

COMMENTS TO THE SECTION A–B THROUGH UPPER CRETACEOUS ROCKS IN CENTRAL POLAND

The section through Upper Cretaceous rocks in central Poland, shown in Figs. 1 and 3, is based on data from 8 boreholes of the Geological Institute and outcrops in the Vistula River valley. The boreholes are located along a line running evenly with 51° parallel of latitude and the section begins in the vicinities of Chelm in inner area of the platform, going westwards through Krasnystaw, Bychawa, Bystrzyca, Niedrzwica and Opole in marginal part of the platform, to Ciepielów and Bakowa, situated in the foreland, in area of so-called Mid-Polish aulacogen.

Upper Cretaceous sequences are fairly thick in borehole columns Bychawa, Bystrzyca and Niedrzwica which are situated within the area of the Mazowsze-Lublin Carboniferous trough, but they attain maximum thickness at the western end of the section. The borehole column Bakowa, situated at the western end, displays Cenomanian-Upper Maa-

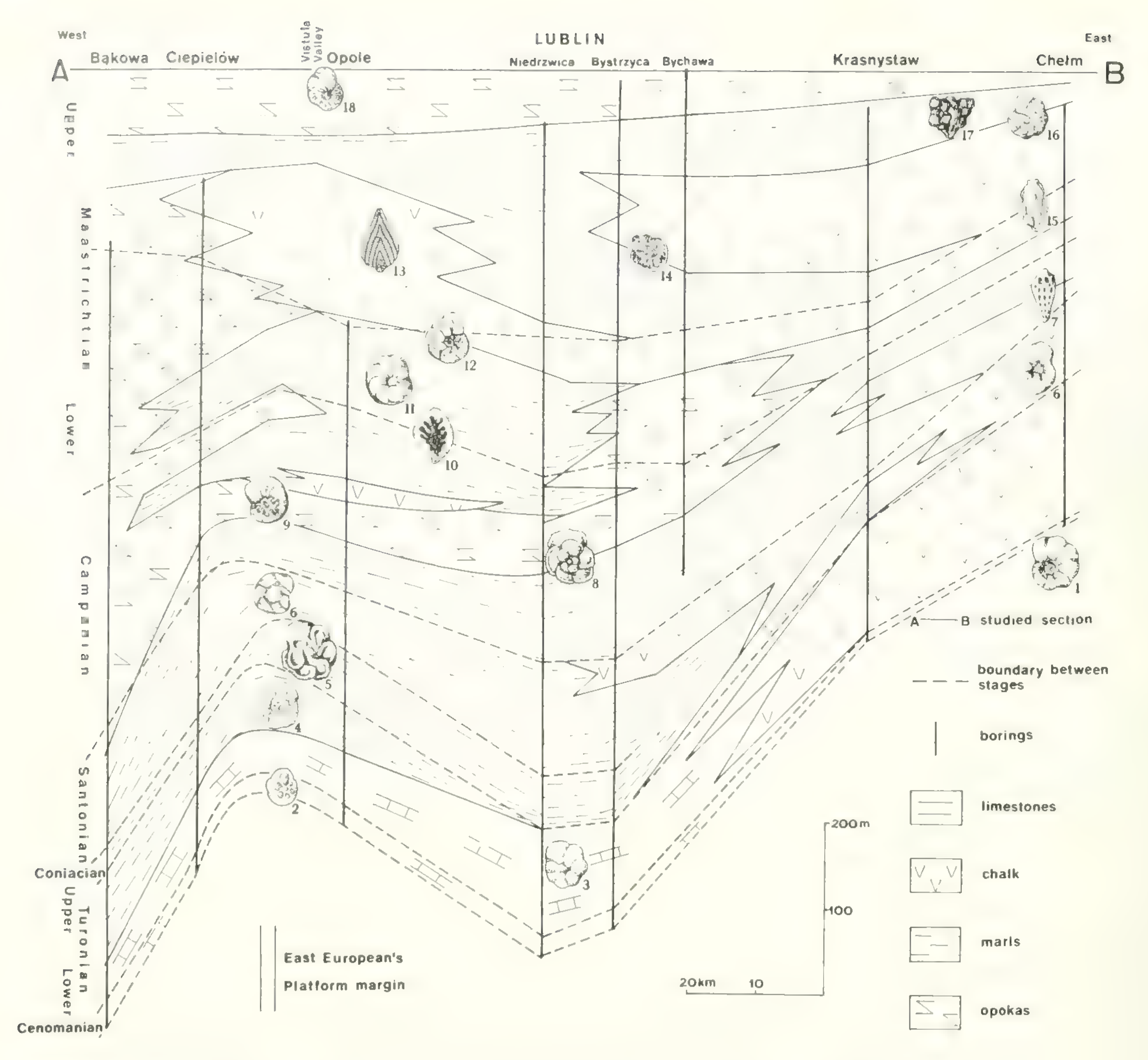


Fig. 3. Section A–B through Upper Cretaceous rocks in central Poland; 1. *Gavelinella cenomanica*, 2. *Lingulogavelinella formosa*, 3. *Gavelinella berthelini*, 4. *Stensioeina granulata interiecta*, 5. *Marginotruncana coronata*, 6. *Stensioeina polonica*, 7. *Bolivinoides strigillata*, 8. *Globotruncana fornicata*, 9. *Anomalina clementiana*, 10. *Bolivinoides draco miliaris*, 11. *Angulogavelinella gracilis*, 12. *Cibicides involuta*, 13. *Neoflabellina reticulata*, 14. *Stensioeina pommerana*, 15. *Pseudouvigerina cristata*, 16. *Anomalinoides pinguis*, 17. *Planoglobulina acervulinoides*, 18. *Anomalina danica*.

strichtian sequence which appears complete except for some erosion of its top part.

In the section, the Upper Cretaceous is developed in 4 lithofacies:

1. opoka lithofacies, especially well developed in western part of the studied area, appeared for the first time in the Campanian and began to predominate throughout the area in the Maastrichtian, especially Late Maastrichtian.

2. marly lithofacies, represented throughout the area, especially in the form of thick lenticular intercalations in its central part; known from the Upper Turonian to Middle Maastrichtian.

3. chalk lithofacies, best developed in borehole column Chelm, where it is displayed by the whole Turonian-Upper Maastrichtian section, except for some Upper Campanian and lowermost Maastrichtian intervals.

4. limestone lithofacies is mainly found in the Cenomanian and, Lower Turonian in the west and Coniacian in the east; limestones are most homogeneous uniform in the Cenomanian, where they form a continuous layer.

Rocks of the above 4 lithofacies do not differ much in macroscopic features. They are white to light-gray in colour and they yield well-developed and preserved foraminifer assemblages (especially in the case of the chalk microfacies). The assemblages appear generally similar to coeval ones from epicontinental Cretaceous rocks in northern Europe, markedly differing from the Tethyan, primarily in smaller share of planktonic forms. This made it possible to assign Cretaceous rocks of the Polish Lowlands to province transitional in character between the Subboreal and Tethyan ones (Pozaryska and Peryt, 1979).

ATTEMPTS TO ESTABLISH ZONATION OF THE UPPER CRETACEOUS IN CENTRAL POLAND ON THE BASIS OF MACRO- AND MICROFAUNA

	Stage	Substage	Zone
UPPER CRETACEOUS	MAASTRICHTIAN	Upper	*Belemnella kazimiroviensis* *Sphenodiscus binckhorsti* *Belemnitella junior*
		Lower	*Belemnella occidentalis* *Belemnella lanceolata*
	CAMPANIAN	Upper	*Belemnitella langei* *Bostrychoceras polyplocum*
		Lower	*Neancyloceras phaleratum* *Gonioteuthis quadrata*
	SANTONIAN	Upper	*Inoceramus patootensis*
		Lower	*Inoceramus cardissoides*
	CONIACIAN		*Inoceramus involutus*
	TURONIAN	Upper	*Inoceramus schloenbachi* *Inoceramus costellatus*
		Lower	*Inoceramus lamarcki* *Inoceramus labiatus*
	CENOMANIAN	Upper	*Inoceramus pictus*
		Middle	*Schloenbachia varians*
		Lower	*Mantelliceras mantelli*
	ALBIAN		

Fig. 4. Biozonation of the Upper Cretaceous in central Poland on the basis of macrofauna

The attempts to establish a modern, detailed macrofaunabased biozonation of the Upper Cretaceous in central Poland were initiated in the 30's. The first zonation of monotonous Upper Cretaceous white series in Middle Vistula River drainage basin, based on macrofauna, was proposed by W. Pozaryski (1938, 1948), who also presented correlations with Upper Cretaceous strata in North-Western Europe. Works aimed in these directions were also carried out by R. Kongiel (1935, 1949, 1958), S. Cieśliński (1960), and recently A. Błaszkiewicz (1979, 1980) and R. Marcinowski (1974).

During the world-war II, micropaleontological studies were initiated on the Upper Cretaceous in central Poland (W. Pozaryski, unpublished report). After the war, K. Pozaryska (1954, 1957) decribed 30 guide foraminifer species from these strata, and W. Pozaryski and E. Witwicka (1956) 18 guide globotruncanids species. These works were followed by E. Witwicka (1958), E. Witwicka and S. Cieśliński (1962), E. Gawor-Biedowa (1972), E. Gawor-Biedowa and E. Witwicka (1960), K. Pozaryska and E. Witwicka (1980). Recently D. Peryt (1980) described 91 species of planktonic foraminifers and she proposed 10 biozones. B. Zapalowicz-Bilan (1982) proposed similar subdivision into 10 biozones, based on benthic foraminifers.

The micropaleontological studies resulted in fairly good knowledge of Upper Cretaceous foraminifers and establishment of several micropaleontological-stratigraphic subdivisions. Attempts were made to correlate these subdivisions with detailed subdivisions based on macrofauna (fig. 4). However, that task appeared highly difficult as the stage boundaries delineated with reference to stratigraphic ranges of benthic foraminifers were often found to differ from those delineated on the basis of macrofauna. Generally, the ranges of even most short-living species of benthic foraminifers are several times wider than those of ammonites, belemnites and inoceramids. In attempts to correlate these subdivisions, boundaries of stratigraphic zones are defined by the beginning or end of ranges relatively long-living foraminifer species. The enclosed table, in which both benthic and selected planktonic foraminifers species are compiled reflects differences in stratigraphic ranges of macro- and microfauna recorded in individual stages, as well as the fact that the ranges of planktonic foraminifers are markedly closer to those of macrofauna than in the case of benthic foraminifers. Zapalowicz-Bilan (1982) compiled table of distribution of benthic species (fig. 5) with reference to definitions of biostratigraphic zones as proposed by Hedberg (1961). In that paper, she used 4 concepts of biostratigraphic zones: range zone, concurrent zone, partial-range zone, and assemblage zone. Unfortunately, no attempt to correlate the zones with those based on macrofauna is given there.

DETAILED PART

In the enclosed table (fig. 6) only species most important for stratigraphy of the Upper Cretaceous in central Poland (62 species) are shown. Moreover, ranges of 85 species were shown in our paper on Cretaceous-Tertiary boundary (K. Pozaryska and E. Witwicka, 1980).

CENOMANIAN

In the Polish Lowlands, the Albian-Cenomanian boundary is characterized by extinction of the following species (Gawor-Biedowa, 1972): *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), *Pleurostomella reussi* Berthelin, *Globorotalites polonica* Gawor-Biedowa, *Gavelinella intermedia* (Berthelin). The boundary is passed by *Gavelinella varsoviensis* (Gawor-Biedowa), which is recorded up to the middle of this stage, and *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), approaching but not reaching base of the Turonian. *Orithostella* (recte *Lingulogavelinella) formosa* (Brotzen), appearing for the first time in the Lower (but not the lowermost) Cenomanian, and *Rotalipora cushmani* (Morrow), also do not pass into the Turonian. The Cenomanian-Turonian boundary is passed by *Dorothia gradata* (Berthelin), *Gavelinella belorussica* (Akimez) and *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen). Planktonic species *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), appearing in higher part of the Cenomanian, pass into the Turonian.

TURONIAN

Marginotruncana renzi (Gandolfi) and *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) first appear at the Cenomanian-

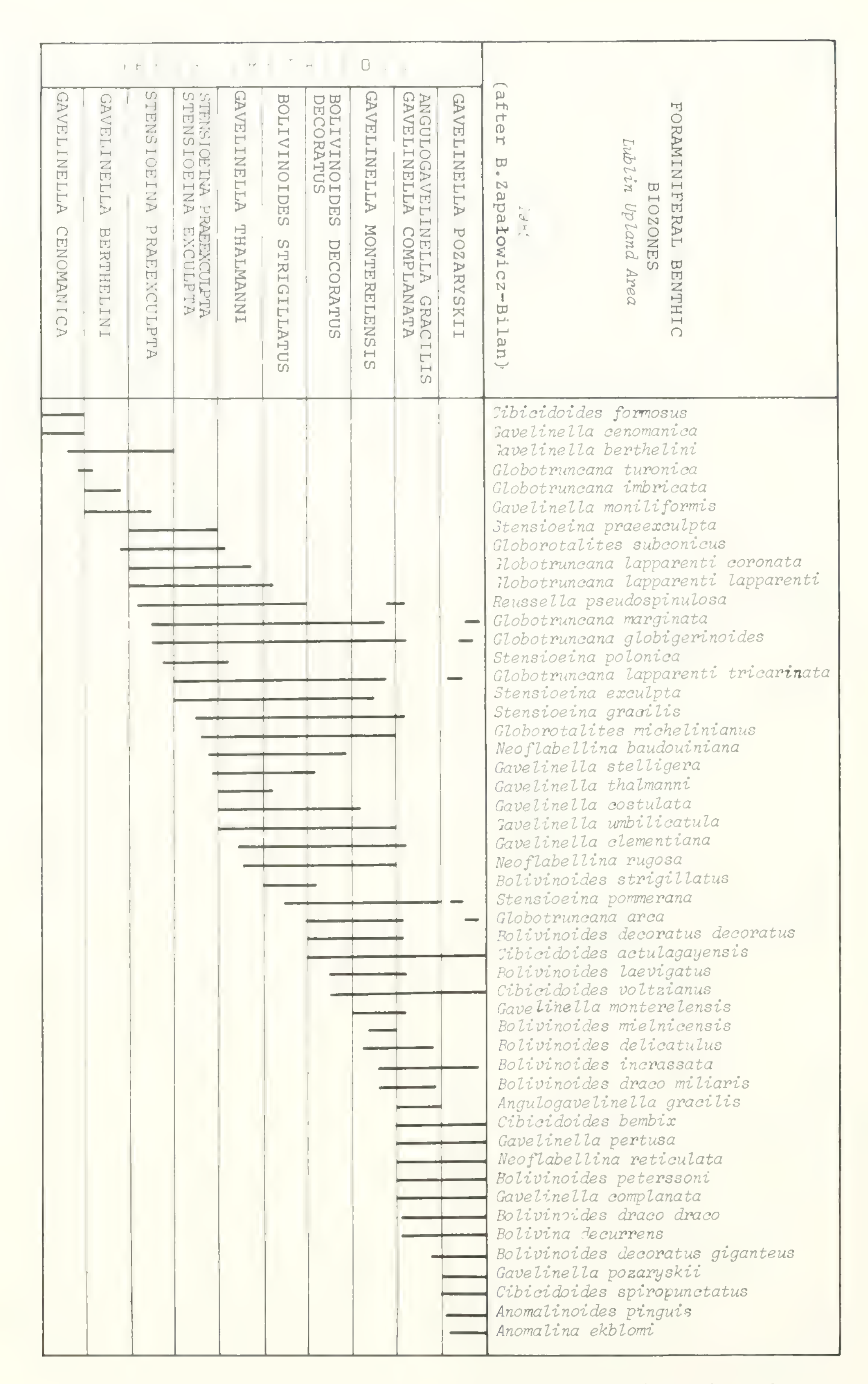


Fig. 5. Biozonation of the Upper Cretaceous in central Poland on the basis of benthic foraminifers

Turonian boundary to occur up to the Lower-Middle Turonian boundary. Other species appearing for the first time at the base of the Turonian include *Globorotalites hangensis* VASSILENKO, *Gaudryina angustata compressa* (AKIMEZ) and *Dicarinella imbricata* (MORNOD). Guide species for the whole Turonian include *Gaudryina angustata angustata* AKIMEZ and *Gavelinella berthelini* (KELLER). First representatives of foraminifers ascribed to *Stensioeina* ex gr. *granulata* (OLBERTZ) are not known to appear in rocks older than the middle part of the Turonian in the Polish Lowlands. KOCH (1977) analysed in detail distribution of that species in the Upper Cretaceous of FRG and he showed its stratigraphic value. Such analysis is still not finished in our country but it may be noted that specimens close to *S. granulata* (OLBERTZ) occur here from the Turonian to Coniacian, inclusively, They are assigned to *S.* ex. gr. *granulata* (OLBERTZ) in Tafel 1 as their analysis is still not finished but it may be added that they presumably belong to more than one species. Foraminifers appearing for the first time in higher Turonian in Poland include *Marginotruncana coronata* (BOLLI) and *M. pseudolinneiana* PESSAGNO.

CONIACIAN

No foraminifer species were found to be limited to that stage only. The Turonian-Coniacian boundary is usually delineated with reference to appearance of representatives of *Stensioeina exsculpta* REUSS. In Germany, this species appears somewhat higher (KOCH 1977) and it is known to disappear in the Lower Campanian. The range of *Gavelinella stelligera* (MARIE) is similar.

Upper parts of the Coniacian and Santonian (except for its top parts) are characterized by representatives of *Gavelinella thalmanni* (BROTZEN).

SANTONIAN

The Coniacian-Santonian boundary is defined by the appearance of first representatives of *Stensioeina polonica* WITWICKA. It should be noted that KOCH (1977) put this name into synonymy of *S. granulata* (OLBERTZ) but he admitted stratigraphic value of the former. The stratigraphic range of *S. polonica* (WITWICKA, 1958) in Germany is very close to that established in Poland.

Stensioeina gracilis BROTZEN is another species of that genus which appears at the Coniacian-Santonian boundary. At that boundary, there also appears *Globorotalites multisepta* (BROTZEN), characterized by very long range as it is known up to the lowermost Maastrichtian.

The uppermost Santonian is characterized by the appearance of representatives of *Bolivinoides strigillata* (CHAPMAN). The range of that species is very short as it disappears in the lowermost Campanian. In the uppermost Santonian there are also recorded several species which are known to be present up to the top of the Campanian and even to enter the Maastrichtian: *Anomalina clementiana* (D'ORBIGNY), *Globotruncana fornicata* PLUMMER, *G. arca* (CUSHMAN) and *Stensioeina pommerana* BROTZEN. First of these species disappears in the lowermost Maastrichtian, the last in the Middle Maastrichtian, and the two remaining species are still recorded in the Upper Maastrichtian in the Lublin region, where they form a weakly marked horizon.

CAMPANIAN

The Santonian-Campanian boundary cannot be accurately defined on the basis of foraminifera as up to the present there were not recorded species which would appear or disappear at that boundary. However, the boundary may be delineated with reference to abundant occurrence of representatives of *Cibicidoides involuta* REUSS, first appearing just above the top of the Santonian. The species passes the Campanian-Maastrichtian. Some authors consider this species as guide for the Campanian and Maastrichtian.

In the lowermost Campanian, there appear numerous representatives of the genus *Bolivinoides: B. sidestrandensis* BARR, *B. decorata decorata* (JONES) and *B. laevigata* MARIE. They are accompanied by those of the species *Globotruncana ventricosa* WHITE, which are not known from the Maastrichtian.

The uppermost Campanian is characterized by the species *Bolivinoides miliaris* HILTERMANN and KOCH, *Neoflabellina praereticulata* HILTERMANN, *Globotruncana pozaryskae* PERYT. These species continue to occur roughly to the middle of the Maastrichtian, and they are accompanied by *Cibicidoides voltzianus* (D'ORBIGNY), *C. bembix* (MARSSON), *Bolivina incrassata* REUSS and *Rugoglobigerina milamensis* SMITH and PESSAGNO, which occur up to the Cretaceous-Tertiary boundary.

MAASTRICHTIAN

The Lower Maastrichtian is characterized by appearance of the species *Angulogavelinella gracilis* (MARSSON). Somewhat above the base of the Maastrichtian appear *Rugoglobigerina pennyi* BRÖNNIMANN, and in middle part of that stage – *Globotrunana elevata* BROTZEN. Along with the latter, there appears *Bolivinoides peterssoni* BROTZEN which is known also from the Tertiary. Along with *Rugoglobigerina pennyi* BRÖNNIMANN, there also appear *Pseudouvigerina cristata* MARSSON and *Neoflabellina reticulata* (REUSS). The three species pass into the Upper Maastrichtian.

In the Polish Lowlands, the Upper Maastrichtian is characterized by important foraminifer species including *Guembelitria cretacea* CUSHMAN, *Bolivinoides draco* MARSSON, *Gavelinella gankinoensis* NECKAJA, *Anomalinoides pinguis* (JENNINGS), *Bolivinoides decorata gigantea* HILTERMANN and KOCH, *Rugoglobigerina rotundata* BRÖNNIMANN and *R. macrocephala* BRÖNNIMANN. The latter four species define upper part of the Upper Maastrichtian. *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER) forms a weakly marked horizon in the Upper Maastrichtian, showing connection of the Late Cretaceous basin from the present area of Poland and warm Tethyan seas. Outside Lublin region, this species is not known in the Polish Lowlands.

In the middle part of the Maastrichtian, the last representatives of the genus *Stensioeina (S. pomerana* BROTZEN) became

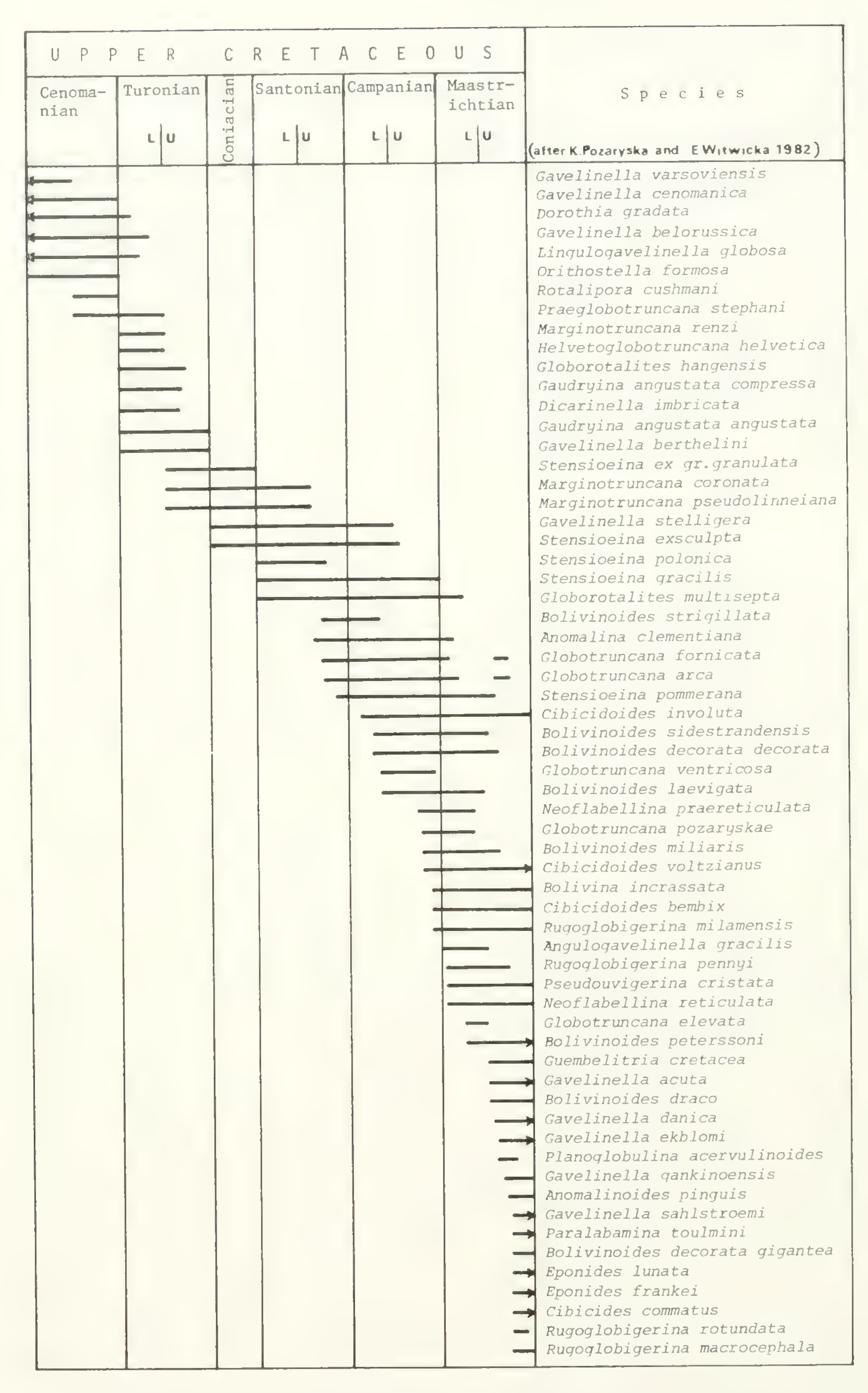


Fig. 6. Stratigraphic ranges of benthic and planktonic foraminifers most important for stratigraphy of the Upper Cretaceous in central Poland

extinct in Poland. Following WICHER (1954), part of the Maastrichtian, situated above the range of *S. pommerana* BROTZEN, is defined in Poland as a horizon without representatives of *Stensioeina*.

In the Polish Lowlands, the uppermost Maastrichtian yields several representatives of species passing the Maastrichtian-Danian boundary: *Bolivinoides peterssoni* BROTZEN, *Gavelinella acuta* (PLUMMER) hitherto known from the Maastrichtian under the name *G. praeacuta* (VASSILENKO), *G. danica* (BROTZEN), *G. ekblomi* (BROTZEN), *G. sahlstroemi* (BROTZEN), *Paralabamina toulmini* (BROTZEN), *Eponides lunata* BROTZEN, *E. frankei* BROTZEN and *Cibicides commatus* MOROZOVA.

The Upper Cretaceous section of the Polish Lowlands appears very similar to those of the GDR and FRG on one hand, and those of European part of the USSR on the other. This was shown in excellent works of TRÖGER (1966, 1967), who established detailed zonation of the Upper Cretaceous on the GDR on the basis of inoceramids. Analysis of that zonal scheme shows numerous species in common with Poland, where they were also found to be of marked stratigraphic value (Fig. 4 here). It may be stated that the whole lower part of Upper Cretaceous in Poland and GDR is characterized by similar succession of inoceramids.

The micropaleontological stratigraphy of the sequences in GDR and FRG was best compiled by HILTERMANN and KOCH (1962, 1977). In these and other papers, the authors made attempts to use various groups of foraminifers and to test stratigraphic value of individual species, taking into account their intraspecific variability. This resulted in proposal of several varieties, especially in the case of species of the genera *Neoflabellina, Bolivinoides, Stensioeina*. However, subtle morphological criteria not always appeared sufficient for establishing a detailed and at the same time, firm stratigraphic subdivision. That is why we are trying to avoid the usage of subspecies and varieties in stratigraphic studies in our country.

The comparison with foraminifer-based biostratigraphic subdivision established for the Upper Cretaceous in European part of the USSR also showed marked similarities. Species recorded both in Polish Lowlands and the latter region are fairly common and the subdivisions established also appear similar in several points. This is especially the case of lower part of the Upper Cretaceous as shown by GRIGJALIS, AKIMEZ and LIPNIK (1980). It should be noted that biostratigraphic subdivision different of that for the Upper Cretaceous of Ukraine, Lithuania and Byelorussia is needed for the Mangyshlak Peninsula Cretaceous.

REFERENCES

BŁASZKIEWICZ, A. (1980): Campanian and Maastrichtian Ammonites of the Middle Vistula River Valley, Poland: a stratigraphic-paleontological study. – Prace Inst. Geol., **92**, Warszawa

CIEŚLIŃSKI, S. (1960): Biostratigraphy and extent of index forms of the Upper Cretaceous in Poland. – Kwart. Geol., **4**, 2, Warszawa

— — and BLASZKIEWICZ, A. (1979): Prace nad systematyzowaniem stratygrafii górnej kredy Polski (poza Karpatami i Sudetami). – Kwart. Geol., **23**, 3, Warszawa

— — and POZARYSKI, W. (1970): Kreda. – Prace Inst. Geol., **56**, Warszawa

GAWOR-BIEDOWA, E. (1972): The Albian, Cenomanian and Turonian foraminifers of Poland and their stratigraphic importance. – Acta Pal. Pol., **17**, 1, Warszawa

— — and WITWICKA, E. (1960): Stratygrafia mikropaleontologiczna górnego albu i górnej kredy w Polsce bez Karpat. – Kwart. Geol., **4**, 4, Warszawa

GRIGJALIS, A. A., AKIMEZ, W. S. and LIPNIK, E. S. (1980): Phylogenesis of benthonic foraminiferas a base of zonal stratigraphy of Upper Cretaceous deposits (as evidenced by the East-European platform). – Akad. Nauk. SSSR, otd. Geol. Geofiz. i. Geochimii, **23**, Moskwa

HILTERMANN, H. and KOCH, W. (1962): Oberkreide des nördlichen Mitteleuropa. Leitfossilien der Mikropaläontologie, Berlin

KOCH, W. (1977): Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland. – Geol. Jb., A **38**, Hannover

KONGIEL, R. (1935): Contribution à l'etude du «siwak» dans les environs du Pulawy (Plateau de Lublin). – Univers. Vilnensis Batoreana, **8**, Wilno

— — (1949): O przedstawicielach rodzaju Echinocorys z danu. – Prace Inst. Geol., **5**, Warszawa

— — (1958): Sur les radioles des Echinides des couches à Crania tuberculata Nilss. a Boryszew près de Sochaczew. – Prace Muzeum Ziemi, **2**, Warszawa

HEDBERG, H. D. (1961): Stratigraphic classification and terminology. – Int. Geol. Congress, Rep. **21**, Sess. Norden. Copenhagen

PERYT, D. (1980): Planktic foraminifera Zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River Valley, Poland. – Palaeont. Pol. **41**, Warszawa

POZARYSKA, K. (1954): O przewodnich otwornicach z kredy górnej Polski środkowej. – Acta Geol. Pol., **4**, 2, Warszawa

— — (1957): Lagenidae du Crétacé Superieur de Pologne. – Palaeont. Pol, **8**, Warszawa

POZARYSKA, K. and PERYT, D. (1979): The Late Cretaceous and Early Palleocene Foraminiferal "Transitional Province" in Poland. – Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, **6**, Stuttgart

— — and WITWICKA, E. (1980): Cretaceous/Tertiary Boundary Sequence in the Polish Lowlands. – Newsl. Stratigr., **9**, 1, Stuttgart

POZARYSKI, W. (1938): Senonsstratigraphie im Durchbruch der Weichsel zwischen Rachów und Pulawy in Mittelpolen. – P. Inst. Geol., **6**, Warszawa

— — (1948): Jurassic and Cretaceous between Radom, Zawichost and Kraśnik (Central Poland). – P. Inst. Geol., **46**, Warszawa

— — and WITWICKA, E. (1956): *Globotruncana* of the Upper Cretaceous in Central Poland. – Bull., Inst. Geol., **102**, Warszawa

TRÖGER, K. A. (1966): Biostratigraphie der Inoceramen des Ober-Alb bis Unter-Coniac in der DDR. – Abh. zentr. geol. Inst., **5**, Berlin

— — (1967): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). – Abh. Staatl. Mus. Miner. Geol., **12**, Dresden

WICHER, C. A. (1954): Mikropaläontologische Beobachtungen in der höheren borealen Oberkreide, besonders im Maastricht. – Geol. Jh., **68**, Hannover

WITWICKA, E. (1958): Micropaleontological stratigraphy of Upper Cretaceous of the Chelm borehole (Lublin Upland). – Inst. Geol. Bull. **121**, 3, Warszawa

ZAPALOWICZ-BILAN, B. (1982): Foraminiferal biofacies of the Upper Cretaceous (Lublin Upland). – (in press).



Zitteliana	**10**	107–114	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Late Cretaceous transgressions and regressions on the Russian Platform

By

DIMITRIJ P. NAIDIN*)

With 3 text figures

ABSTRACT

During the Late Cretaceous a generally smooth eustatic transgression took place on the Russian Platform, in the Crimea and in the Transcaspian region. It was replaced in the middle of the Maastrichtian by a rapid eustatic regression. On different parts of the Platform the general eustatic transgression has been interrupted by relatively shortterm regressions determined either by an epeirogenesis or by a shallowing of the sea as a result of its being filled out by sediments; some regressions were of a eustatic nature. Data are quoted on Late Cretaceous transgressions and regressions in Western Kazakhstan (Eastern Precaspian, Mangyshlak) which supplement material published earlier (NAIDIN et al., 1980a, b).

Temperature conditions of the seas that invaded the Platform and its framework during the Late Cretaceous for the time being can not be reconstructed to give a complete picture. It is obvious that in the middle of the Late Cretaceous, when the sea areas have been largest owing to an expanding transgression, the temperatures of sea water were higher than during the Early Cretaceous. Various palaeontological data as well as data of isotope palaeothermometry indicate the lowest temperatures during the Late Cretaceous in the Early Maastrichtian. Apparently, in the Maastrichtian on the background of an expanding regression a general "deterioration" of the climate began, reaching its maximum at the beginning of the Danian.

Some general statements are made regarding the evolution of the climate at the end of the Mesozoic in connection with a change in the land/sea (ocean) ratio, the fluctuations of CO_2 concentrations in the atmosphere and the development of the terrestrial and marine flora. The dispersal of organisms, their taxonomic diversity during the Late Cretaceous in the general scheme corresponded to E. VOIGT's (1964) suggestion that thermophile marine organisms were most abundant in the Cenomanian and Late Maastrichtian which is not directly associated with climatic fluctuations, but reflects a wide occurrence during these time intervals of shallow portions of the sea floor subjected to a good heating up. In general the variety of planktonic and benthic organisms has been differently affected by transgressions and regressions. One can agree with the concepts of A. G. FISCHER and M. A. ARTHUR (1977) that, owing to the eustatic rise of the ocean level (which resulted in an expansion of the areas of continental seas), the Late Cretaceous represented a polytaxic episode in the evolution of the pelagic biota. With the polytaxic episode of 94–62 million years very exactly coincides the maximum of white chalk accumulation – a formation very characteristic for the European palaeobiogeographic region.

The necessity is recorded to correlate the evolution stages of the marine biota with the stages of the organic world evolution on land. Data available for the land indicate that a rearrangement of the vegetable kingdom and a very drastic turn in the evolution of the most numerous terrestrial animals – insects – took place at the end of the Aptian – during the Albian – or, maybe, even already at the beginning of the Cenomanian (ZHERIKHIN, 1978).

KURZFASSUNG

Während der Oberkreide wurde die Russische Tafel, die Krim und die Transcaspische Region von einer allmählichen eustatischen Transgression erfaßt. Sie wird abgelöst im mittleren Maastricht von einer schnellen eustatischen Regression. In verschiedenen Regionen auf der Tafel wird die allgemeine Transgression durch relativ kurzfristige Regressionen unterbrochen, verursacht durch epirogenetische Vorgänge oder durch Auffüllung mit Sediment; nur einige Regressionen sind eustatischen Ursprungs. Von West-Kasakstan (östliche Präcaspische Region, Mangyshlak) werden zusätzlich zu älteren Daten (NAIDIN et al. 1980 a, b) neue Ergebnisse über die Transgressionen und Regressionen vorgestellt.

*) D. P. NAIDIN, Lehrstuhl für Historische Geologie, Geologische Fakultät, Universität Moskau, 117234 Moskau, USSR.

Die Aussagen über die Wassertemperaturen des Meeres auf der Tafel und ihrer Umgebung können zur Zeit noch nicht zu einem vollständigen Bild zusammengefügt werden. Es ist jedoch eindeutig, daß in der Mitte der oberen Kreide, als die weitesten Überflutungen herrschten, die Wassertemperaturen höher lagen als in der Unterkreide. Verschiedene paläontologische Hinweise und Isotopen-Paläotemperatur-Bestimmungen zeigen die niedrigste Temperatur während Oberkreide für das untere Maastricht an. Offensichtlich begann im Maastricht vor dem Hintergrund einer ausgedehnten Regression eine allgemeine Klimaverschlechterung, die ihren Höhepunkt mit dem Beginn des Dan erreichte.

Allgemeine Angaben für Klimaentwicklung am Ende des Mesozoikums im Zusammenhang mit der Meer/Land-Verteilung, der Fluktuation der CO_2-Konzentration in der Atmosphäre und der Entwicklung der terrestrischen sowie marinen Flora werden aufgezeigt. Die Ausbreitung und die Diversität der Organismen während der Oberkreide stimmt in großen Zügen überein mit der Angabe von VOIGT (1964), daß thermophile marine Organismen am häufigsten im Cenoman und im oberen Maastricht sind; dies steht nicht direkt im Zusammenhang mit den Klimaschwankungen, aber zeigt an, daß weite Meeresgebiete sich durch die geringe Wassertiefe gut erwärmten. Im allgemeinen wird die Variabilität planktonischer und benthonischer Organismen durch Transgressionen und Regressionen unterschiedlich beeinflußt. In Übereinstimmung mit dem Konzept von A. G. FISCHER & M. A. ARTHUR (1977) (durch eustatischen Meerespiegelanstieg vergrößerte sich die Fläche mit Flachmeeren) stellt die Oberkreide eine Zeit der Polytaxie in der Entwicklung der pelagischen Organismen dar. Mit dieser polytaxischen Episode (von 94 bis 62 Millionen Jahren) fällt die Hauptbildung der Schreibkreide-Sedimente zusammen.

Es wird darauf hingewiesen, wie notwendig es ist, die Evolutionsschritte der marinen Biota mit der Entwicklung auf dem Land zu vergleichen. Die verfügbaren Daten aus dem terrestrischen Bereich zeigen eine Umgestaltung des Pflanzenreiches und auch einen sehr einschneidenden Wendepunkt in der Entwicklung der artenreichsten Tiergruppe, den Insekten, am Ende des Apt und während des Alb, vielleicht bis zum Beginn des Cenoman an (ZHERIKHIN, 1978).

I.

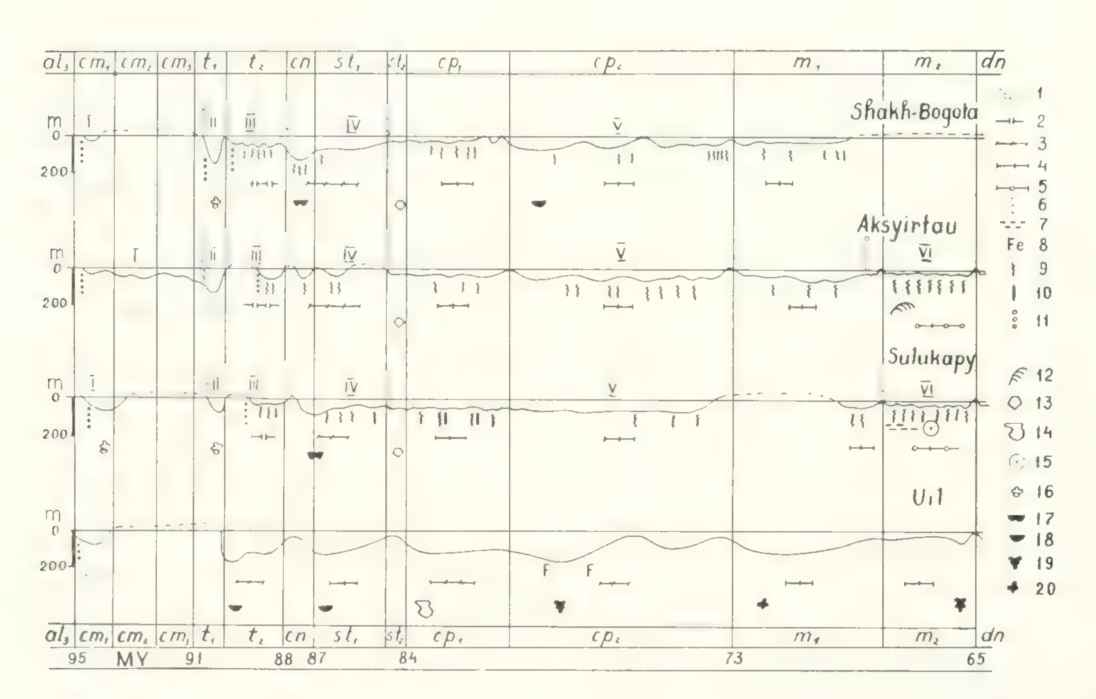


Fig. 1. Diagrams of sea depth fluctuations constructed according to the data of some Upper Cretaceous sequences on Mangyshlak and in the Eastern Precaspian.
I–VI – Upper Cretaceous lithological measures (members) of Mangyshlak.
1 – terrigenous deposits (sands, sandstones, clays, etc.), 2 – marls, coarse chalk (including "spheric" marls and chalk), 3 – predominantly marls, 4 – chalk and chalk – like marls predominant, 5 – organogene-detritic limestones, 6 – phosphorites, 7 – phosphorized coprolites, 8 – higher pyritization, 9 – hardgrounds, 10 – bands of bentonites, 11 – boundaries between the lithological measures of Mangyshlak, 12 – phytoherms, 13 – *Marsupites*, 14 – *Oxytoma tenuicostata*, 15 – large benthic foraminifers of the orbitoid group; planktonic foraminifers: 16 – *Hedbergella*, 17 – *Marginotruncana*, 18 – *Globotruncana*, – 19 – Heterohelicidae, 20 – *Rugoglobigerina*.
al, al_3 – Albian, Late Albian; cm_1, cm_2, cm_3 – Early, Middle, Late Cenomanian; t_1, t_2 – Early, Late Turonian; cn – Coniacian; st_1, st_2 – Early, Late Santonian; cp_1, cp_2 – Early, Late Campanian; m_1, m_2 – Early, Late Maastrichtian; dn – Danian.
Radiometric time scale – according to D. P. NAIDIN (1982) – with due regard of sedimentometric data for the Turonian and Santonian (G. ERNST, 1978) and for the Maastrichtian of the author's material on carbonate sequences of Western Kazakhstan.

Here transgression and regression diagrams are supplied compiled according to Upper Cretaceous sequences of Western Kazakhstan – the extreme south-east of the Russian Platform (Eastern Precaspian) and Mangyshlak (Figs 1, 2B). Together with our previously published data (NAIDIN et al., 1980a, b) and the material by J. M. HANCOCK (1976, Fig. 1; HANCOCK & KAUFFMAN, 1979, Fig. 4; see Fig. 2A) new information warrants an appraisal of the evolution of palaeogeographic conditions in the entire European palaeobiogeographic region (EPR).

Lithologically the Upper Cretaceous of Western Kazakhstan is distinctly divided into two unequal parts. The lower part consists of essentially terrigenous facies of Cenomanian and Lower Turonian age; their thickness comes locally to 60–75 m. The top part – from Upper Turonian to the Danian inclusively – consists of carbonate deposits 360–420 m thick (not including the Danian stage deposits).

The leading factor that determined the sedimentation and organism dispersal in Late Cretaceous seas of the Platform and Transcaspian has been their belonging during the Late Cretaceous to the EPR. The sublatitudinal trend of the EPR stretch reflects the climatic zonality of the Late Cretaceous in Western Eurasia (NAIDIN, 1973; NAIDIN et al., 1980a, b). The extraordinary similarity of fauna in the west and east of the EPR is striking. Over the enormous expanses of EPR the same belemnites (NAIDIN, 1973), bryozoans (VOIGT, 1967), inocerams (TRÖGER, 1982) and other faunistic groups are present. The biostratigraphic subdivision of Upper Cretaceous deposits used here is justified in previously published articles (NAIDIN & KOPAEVICH, 1977; NAIDIN, 1979b, 1981).

Obvious proofs of an alternation of transgressions and regressions are supplied by coastal portions of the former sea, on which there has been a predominant accumulation of terrigenous sediments. Transgressions and regressions can then be appraised by the areas involved in them. The author made an attempt to describe the transgressions and regressions by studying sequences distant from the coastline of the Late Cretaceous sea in the areas with a predominant carbonate sedimentation. In such areas it is, apparently, possible to judge about transgressions and regressions on the basis predominantly of a reconstruction of the depth of palaeobasins. This conclusion agrees with the concepts of many geologists a criterion of transgressions and regressions can be depths fluctuations: a deepening corresponds to transgressions, while a shallowing – to regressions. The relation, however, between these two pairs of concepts: deepening/shallowing and transgression/regression is much more complicated (NAIDIN et al., 1980a). The difficulty is, first of all, in establishing the relation between the phases of deepening and shallowing and the phases of an expansion and shrinking of the palaeoaquatoria. In any case, for shallow-water seas in the first approximation it is a fact that their deepening corresponds a transgression and a shallowing – a regression.

Late Cretaceous seas of Western Kazakhstan have been shallow basins. In Eastern Precaspian just as in other parts of the Russian Platform the depths did not exceed 50–200 m (NAIDIN et al., 1980a: 31). On Mangyshlak the depths of Late Cretaceous seas during the accumulation of carbonate sediments (measures 3–7; see Fig. 1) were even smaller. During some time intervals, when these sediments have been accumulating, phytal conditions existed. For instance, in the Upper Maastrichtian of the Aksyirtau sequence occur forms greatly reminding Turonian-Santonian bioherms of Northern France and the Maastrichtian-Danian of Denmark, which W. J. KENNEDY and P. JUIGNET (1974) associate with the vital activity of plants. The shallowness of Late Cretaceous basins on Mangyshlak is indicated by the presence of numerous hardgrounds surfaces formed under the effect of strong bottom currents in shallow waters.

II.

The Late Cretaceous time in the evolution of palaeogeographic conditions on the face of the Earth is connected with the expansion of the general smooth eustatic transgression, which began in the Albian and became replaced in the middle of the Maastrichtian by a rapid regression also of a eustatic nature (NAIDIN et al., 1980a, b; SLITER, 1977; VAIL et al., 1977). On the general background of eustasy events of a smaller scale were taking place. Part of them has apparently also been determined by eustatic fluctuations of the world ocean level (regressions at the Coniacian-Santonian boundary, the pre-Campanian regression). Another part (the greatest by the number of manifestations) has been determined by an epeirogenesis (Fig. 2B).

Into this scheme nicely fits the evolution of palaeogeography in Eastern Precaspian and Mangyshlak.

Among the large regional features in the evolution of palaeogeographic environments of the Late Cretaceous in the Precaspian mention should be made of the absence of Upper Cenomanian and Lower Turonian depostits, on one hand, the existence of rather deep-sea conditions in the Late Turonian, on the other (Figs 1, 2B). And yet in many regions of the world (within the USSR – in the south-west of the Russian Platform, in the Crimea and Central Asia) in the Late Cenomanian and Early Turonian there has been a definite deepening of the sea. Among other places, this phenomenon can be boldly traced on the transgression and regression diagrams for Central Asia (NAIDIN et al., 1980a, Figs 4, 5). J. M. HANCOCK on the basis of data for Western Europe and E. G. KAUFFMAN on a material obtained for North America (HANCOCK, 1976; HANCOCK & KAUFFMAN, 1979) refer one of the major Late Cretaceous transgressions to the Early Turonian and associate with the Late Turonian a substantial Late Cretaceous regression. According to R. A. REYMENT (1980) in Western and Northern Africa an extensive transgression began in the Late Cenomanian and reached its maximum in the Early Turonian when the Transsaharan basins became joined up in these regions of Africa. Very important are data on the southern periphery of the Baltic shield (Southern Sweden), according to which a transgression took place in the very Late Cenomanian (the *Actinocamax plenus* time) (BERGSTRÖM et al., 1973).

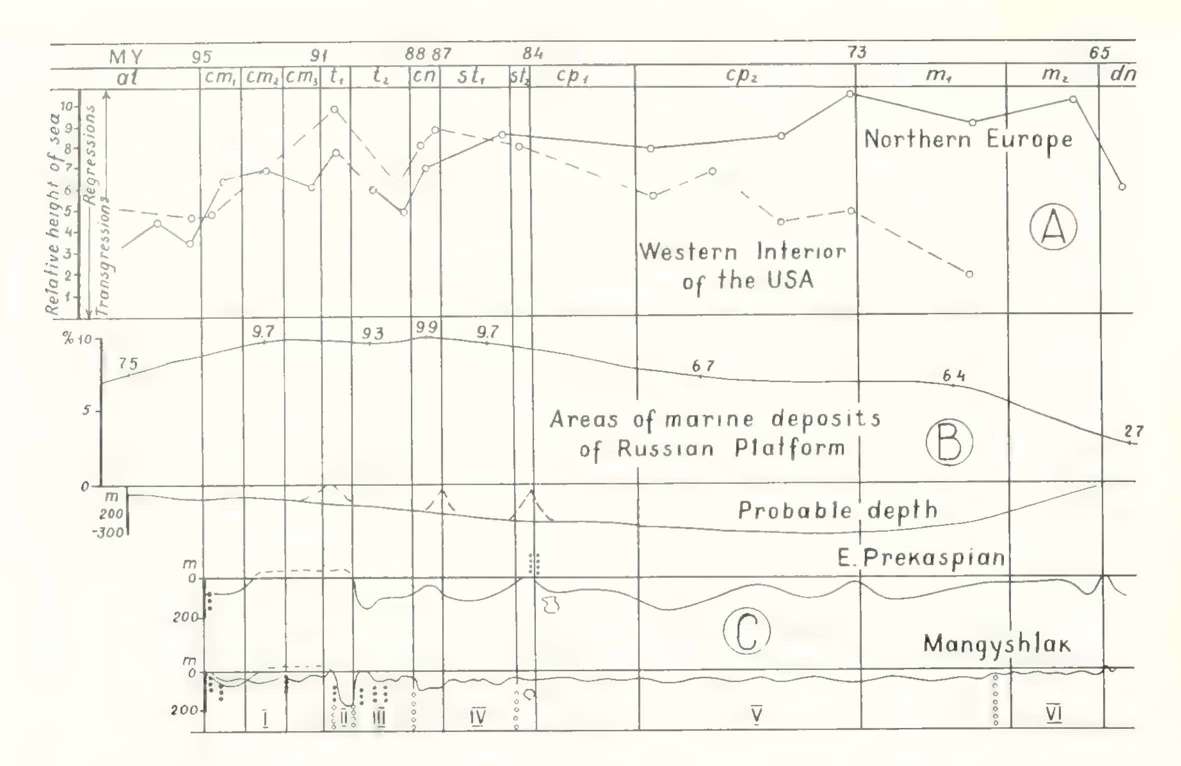


Fig. 2. A) Fluctuations of the ocean level during the Late Cretaceous. According to J. M. HANCOCK (1976, Fig. 1) and J. M. HANCOCK and E. G. KAUFFMAN (1979, Fig. 4). – B) Relations between the area occupied presently by the deposits of Upper Cretaceous stages on the Russian Platform (in % of the total Platform area) and the assumed depths of Late Cretaceous basins according to D. P. NAIDIN et al. (1980a, Fig. 6). – C) Generalized curves of depth fluctuations in Late Cretaceous seas of Eastern Precaspian and Mangyshlak.

There exist, however, quite opposite appraisals of the evolution of transgressions and regressions at the Cenomanian-Turonian boundary. So G. ERNST and F. SCHMID (1979) state that a interregional (überregional, i. e. most extensive) regression took place in the terminal Cenomanian (the "Plenus Regression"); in South-Western and South-Eastern Africa an extremely large break is present in the sequences at the Upper Cenomanian-Lower Turonian boundary (FÖRSTER, 1975; SIESSER, 1978), i. e. in the same way as in Eastern Precaspian and in many other parts of the Russian Platform.

In this way marked differences become outlined in the interpretation of the transgression-regression evolution during the Late Cenomanian-Turonian. These differences way, possibly, be connected with the differences in a stratigraphic reference of transgressions and regressions. So, for instance, S. W. PETTERS (1980) thinks that in Western Africa the transgression maximum took place not in the Early Turonian, as suggested by R. A. REYMENT, but in the Late Turonian-Coniacian. But it might be that there are also deeper reasons for it.

Just as on the remaining part of the Platform, there is a most pronounced transgressive occurrence in the Precaspian of "Pteria beds" of the Campanian base – an Early Campanian transgression.

A very interesting feature in the evolution of the palaeogeography of the Eastern Precaspian is a certain sea deepening at the very end of the Maastrichtian (Fig. 1 – diagram for Uil; Fig. 2B). This deepening that took place on the background of a general eustatic Late Maastrichtian regression can be detected by the plankton/benthos ratio (P/B). The deepening, apparently, corresponds a brief regional transgression, as result of which the Upper Maastrichtian deposits on the Mugodzhary and on the eastern flanks of the Urals rest directly on Palaeozoic deposits and even on Precambrian rocks (NAIDIN et al., 1980a).

The transgressive occurence of constantly younger deposits of the Upper Cretaceous (including the Maastrichtian) in moving from the west eastwards in the Preurals has been recorded by P. L. BEZRUKOV (1938). In the Volga region the Lower Maastrichtian in some localities rests on the Albian. Cases of a transgressive occurrence of the Maastrichtian are known in Bulgaria and Italy. However, we regard all these occurrences only as complications of a general regression at the end of the Late Cretaceous.

On Mangyshlak the evolution of the general transgression in the Cenomanian has been complicated by local movements; and yet, just as in the Precaspian and in other substantial areas of the Russian Platform, beginning with the middle of the Cenomanian and throughout nearly the entire Late Cenomanian there has been a predominance in this region of regression conditions.

A very important feature in the evolution of palaeogeography on Mangyshlak during the Late Cretaceous was the existence in the early Turonian of sufficiently stable marine conditions. Despite a predominance of a terrigenous sedimentation (measure II), the depths of the Early Turonian basin of Mangyshlak (estimated by the P/B ratio) have been greater than during the subsequent ages, when carbonate sediments have been accumulating. In this way by the tendency of transgressions and regressions evolution Mangyshlak during the Early Turonian approached conditions fixed for the

south-west of the Platform, the Crimea, Middle Asia and many regions beyond the boundaries of the USSR (Fig. 1).

Beginning with the Late Turonian and to the beginning of the Late Santonian, owing to a general rise of the world ocean level a carbonate regime of sedimentation gets established in the area (members III and IV). The peculiarity of the regime consisted in an extensive occurrence of Calcisphaerulidae ("spheric" chalk). Drastic fluctuations in the completeness of the sequences and in the thickness of separate stratigraphic levels of the members III and IV indicate an unstable tectonic regime of the region.

The picture substantially changes beginning with the Late Santonian, in other words, since the beginning of the accumulation of measure V, in the composition of which there is a pronounced predominance of chalk. We associate the change in the nature of sedimentation, firstly, with the continued global rise of the sea level and, secondly, with a stabilization of the tectonic regime of the region. A combined effect of these two factors resulted in a general equalization of local physico-geographical environments, which led to an accumulation of thick measure V. The sea depths somewhat changed throughout the accumulation time of the measures. At certain moments, when thin bentonite bands have been formed, the depths could have been substantial, which is demonstrated by a sharp reduction in the number and, sometimes, even a complete absence of foraminiferal tests (H. Ernst, 1978). But on the whole, by the end of the accumulation of chalk measures, the sea depths become very small, which, among other things, is indicated by an increase in the number of hardgrounds surfaces. We see no contradiction between the assumed by us genereal eustatic rise of the ocean level and the shallowing of the Campanian sea on Mangyshlak: the shallowing is connected with a filling out of the Mangyshlak sea by sediments. The possibility of such a process has been discussed previously (Naidin et al., 1980a: 40; Naidin et al., 1980b: 386, Fig. 10).

In this way, we refer the beginning of the transgression during which measures V have been accumulated, to the Late Santonian. This coincides with the data of G. Ernst and F. Schmid (1979), who distinguish in the GFR a "*Marsupites* transgression" (beds with *Marsupites* occur transgressively on Lower Turonian deposits).

An amazingly extenisve – cosmopolitan – range of Marsupites from Australia to North America associated with a very-very brief time interval is a doubtless proof of a global nature of the phenomenon: this has been a moment of a most pronounced thalassocraty.

All the transgressions mentioned have been eustatic. However, we think, just as T. Matsumoto (1977), that there should not always be a complete synchroneity of regressions and transgressions and particularly of their maxima in different areas. Worth attention is the explanation by N. A. Mörner (1976) of "anomalous" transgressions embracing one region, but of untraceable in other regions by the effect of a geoidal eustasy.

In the same way as in other regions of the world the Maastrichtian (organogene-detritic measure VI) of Mangyshlak has been a time of regression.

III.

The presence of numerous discontinuities of a varying scale is one of the characteristic features of Upper Cretaceous sequences on Mangyshlak and in Eastern Precaspian.

An analysis of the size of gaps is of great importance in constructing diagrams for transgressions and regressions. An appraisal of the scale of gaps has been done for Upper Cretaceous strata of Eastern Precaspian. Methods suggested by A. A. Saveljev (1971) have been used; they permit to appraise and show clearly the stratigraphic scale of the hiatus. By the scale of the stratigraphic hiatus four categories of gaps have been distinguished (Fig. 3).

The stratigraphically large pre-Upper Turonin break traceable on the Platform, which determined a peculiar evolution of palaeogeographic environments at the Cenomanian-Turonian boundary, over substantial portions of the Platform, reflected the effect of a regional factor. At the same time a stratigraphically minor interval between the Maastrichtian and Danian can be traced all over the world and is associated with the effect of a global mechanism (Naidin et al., 1980a, b; Naidin, 1976).

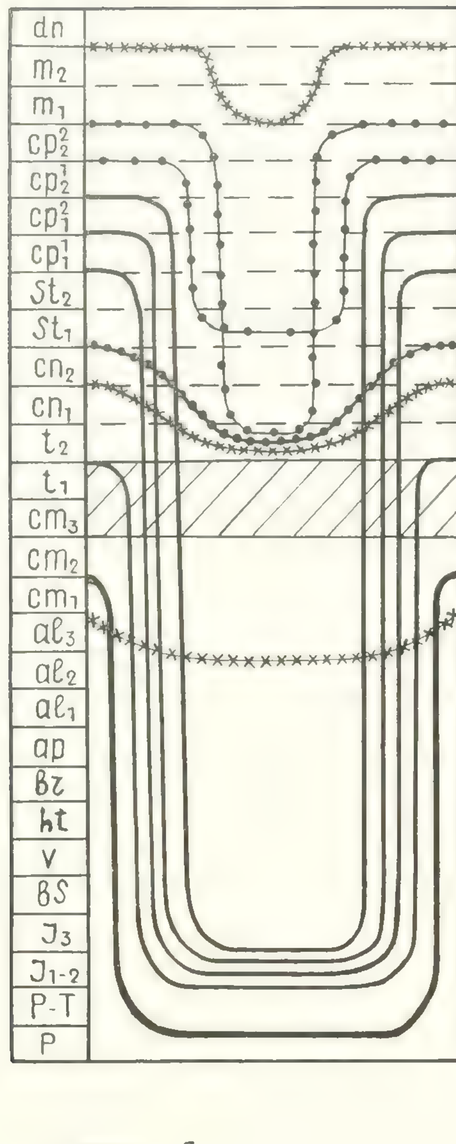
It is amazing that the events at this boundary were proceeding on the background of a generally one cycle of carbonate sedimentogenesis. E. Voigt (1981) with full justification stated that coccolite-bryozoan limestones in the Danian of Europe in a natural way complete the carbonate cyclothem of the Late Cretaceous.

IV.

Before speaking about the climatic conditions of the EPR during the Late Cretaceous, a few general remarks should be made on the palaeoclimatic reconstructions.

The main factors determining a climate are: 1) the intensity of solar radiation; 2) the concentration of carbon dioxide (CO_2) in the atmosphere; 3) the land/sea (ocean) ratio. Fluctuations of these three factors in the geological past are the main cause of global changes in the climate. Other factors also affect the climate. But no matter how enormous they might be imagined (possible migrations of continents, displacements of the poles, etc.), they are only of a secondary, regional significance.

The effect of the first fundamental factor, i. e. the effect of the sun leads to the origin on the surface of the globe of clima-



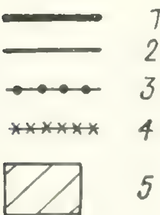


Fig. 3. Types of gaps by the scale of stratigraphic hiatus in Upper Cretaceous deposits of Eastern Precaspian.
The interval embraces the deposits of: 1 – systems, 2 – parts of systems, 3 – stages, 4 – substages, 5 – deposits are absent.
P – Permian; P-T – Permo-Triassic; J_1, J_2 – Lower and Middle Jurassic; J_3 – Upper Jurassic; *Lower Cretaceous:* bs – Berriasian, v – Valanginian; h – Hauterivian; br – Barremian; ap – Aptian; al_1, al_2, al_3 – Lower, Middle and Upper Albian; *Upper Cretaceous* – see caption of Fig. 1.

tic belts. Climatic zonality is the most important manifestation of a solar climate. Reconstructions of geological changes in the climate are limited first of all by the establishment of the climatic zonality of the past. It should be noted that in mobilistic palaeoclimatic constructions it is not the climatic zonality of the globe that is reconstructed, but mainly the belonging of a certain continent to this particular climatic zone.

We have certain information on the changes at the end of the Mesozoic in the second and third factors. Let us begin with the third: the ratio of land and sea expanses. The tremendous eustatic Late Cretaceous transgression, which lead to an expansion of epicontinental basins, undoubtedly resulted also in a general global warming up as compared with the Early Cretaceous. In the middle of the Late Cretaceous, according to lithological data and the data of isotope palaeothermometry (TEISS & NAIDIN, 1973) beyond the Polar Circle on the 70–75° of N. Lat. surface temperatures of the water were 15–17° C. A global regression at the end of the Cretaceous, as result of which the area of the land increased and the aquatoria shrank, must have lead to a drop in temperature.

To establish the effect of the second factor is much more complicated. The original source of carbon dioxide in the atmosphere is the volcanic activity. It seems that researchers agree on this point. It seems that after the papers by S. ARRENIUS and other authors at the end of last century the greenhouse effect on the degree of heating of the atmosphere is not denied by anybody.

M. I. BUDYKO has compiled (1980, Fig. 2–1; 1981, Fig. 3) for the Phanerozoic diagrams of changes of volcanic activity and CO_2 concentration in the atmosphere. It follows from these diagrams that first of all there has been a certain intensification of volcanic activity during the Cretaceous and its obvious slackening down at the end of the period, which lasted with minor variations throughout the Cenozoic; secondly, an increase in CO_2 concentration in the Late Cretaceous and a marked decrease in this concentration (again with fluctiations) during the Cenozoic. In this way these data, generelly speaking, confirm the conclusion derived from the land/sea (ocean) ratio effect. The real pattern has been however much more complicated, because in the system atmosphere – land-sea (ocean), the state of which actually determines the what we call the c l i m a t e, the CO_2 content is controlled by a number of factors. The most important of them, undoubtedly, is the photosynthetizing activity of the plants.

An expansion of angiosperms began at the end of the Early Cretaceous epoch on land and at the same time (or maybe somewhat later – in the Cenomanian) a phytoplankton "burst" began in the oceans. Obviously a sharp increase in the number and mass of CO_2 consumers must have meant its high concentrations. It is true that an opposite opinion is also put forth. M. I. GOLENKIN and Yu. V. TESLENKO (see VAKHRAMEEV, 1978: 10) associate the replacement of a predominance of gymnosperms by angiosperms at the end of the Early Cretaceous with a decrease of the CO_2 amount in the atmosphere.

Directly related to the problem of transgressions and regressions is the establishment of the role of phytoplankton and the terrestrial flora in regulating the CO_2 content. When more CO_2 had been consumed (and, consequently entered the deposits): during the periods of regression (which means mainly by a terrestrial flora) or during transgressions (and, consequently, predominantly by a marine flora)?

For the time being there is no satisfactory answer to this question. D. M. MCLEAN (1978a) assumes that a leading role in combining the atmospheric carbon dioxide belongs to the terrestrial flora. That is why in his opinion to the epochs of regression corresponds a decrease in the CO_2 content in the atmosphere, whereas the epochs of transgressions are characte-

rized by higher CO_2 concentrations, which differs from the accepted views on the leading role of phytoplanton in the consumption of CO_2 from the atmosphere. In this case, if we remember the greenhouse effect, at an expansion of terrestrial areas a refrigeration should take place whill a warming up occurs during transgressions.

The papers by D. M. McLean (1978a, b) contain quite an extensive bibliography on this problem. Here we are going to present briefly our variant for the evolution of the CO_2 content and the effect of this process on the evolution of the climate at the end of the Mesozoic.

The supply of the volcanic carbon dioxide in geosynclines during the Cretaceous has, apparently, been substantial. Even in the white chalk sequences – a most characteristic formation of the EPR and, as it would seem, a very distant one from volcanic manifestations – bands of bentonite are quite usual as well as various forms of "camouflaged volcanic material" (Muravjev, 1976).

An increase in the amount of CO_2 lead, on one hand, to a rapid development at the end of the Early Cretaceous – the beginning of Late Cretaceous of its consumers – terrestrial and marine plants, and, on the other hand, to a general warming up throughout the greater part of the Late Cretaceous, which happened on the background of a progressing transgression. The absorption of CO_2 by plants and a decrease in the supply of a volcanic carbon dioxide resulted in a cooling of the atmosphere and of the surface waters in sea basins, this, in its turn, increasing the solubility of CO_2 in the water and, correspondingly, a rise of the CCD level. All this together with a developing regression meant a "deterioration" of the climate, that began, apparently, during the Early Maastrichtian and reached its maximum at the beginning of the Danian.

The development of the vegetable cover of the Earth depending upon the land/sea (ocean) ratio and upon the CO_2 content – is a self-regulating process, operating according to the biospheric homeostate principle (Barinov, 1972). In a more general form the ratio land/sea (ocean), atmosphere and terrestrial vegetation obey mechanisms of autocorrelation (Funnel, 1981).

And now about the climatic conditions in EPR during the Late Cretaceous. The sea basins of EPR belonged to the southern part of a wide warm climatic belt. In the middle of the Late Cretaceous, when the aquatoria have been at their largest, the temperatures of sea water were higher than during the Early Cretaceous. According to micropalaeontological (Bettenstaedt, 1962; Wicher, 1953), macropalaeontological (Jeletzky, 1951) data, as well as by the dispersal of Coccolithophoridae (Reinhardt, 1973) and the data of isotope palaeothermometry (Teiss & Naidin, 1973) a slight drop in temperature took place in the Early Maastrichtian. This fits the above quoted scheme of the colder spells at the end of the Cretaceous period. However, undoubtedly, the process has been much more complicated – the refrigeration has not been uniform, which is indicated by somewhat higher temperatures (as compared with the Early Maastrichtian) recorded according to the Late Maastrichtian fauna. It is possible that the Late Maastrichtian warming up is associated with the peculiarities of the Late Maastrichtian palaeogeography mentioned higher up. Relatively sharp transient temperature fluctuations may have occured at the Maastrichtian-Danian boundary (Naidin, 1976a: 201).

V.

The dispersal of organisms, their taxonomic diversity during the Late Cretaceous in a general scheme corresponds the suggestion by E. Voigt (1964) that: thermophile organisms have been most abundant in the Cenomanian and Late Maastrichtian; during these time inervals the taxonomic variety has been, correspondingly, the greatest. Such a conclusion hardly reflects a direct effect of the temperature factor. Simply in the Cenomanian and Late Maastrichtian there have been extensive shallow-water portions of the seas subjected to a good heating.

The variety of planktonic and benthic organisms is affected differently by transgressions and regressions. It is, probably, possible to agree the concepts of A. G. Fischer and M. A. Arthur (1977) that the Late Cretaceous owing to an eustatic rise of the ocean level (which reasulted in an expansion of the aquatoria of epicontinental seas, including the sea of the Platform), represented a polytaxic episode in the biota evolution of the pelagic zone.

Polytaxic 32 – million – year intervals were separated from each other by shorter oligotaxic episodes. The Late Cretaceous polytaxic episode began in the Turonian (94 million years ago) and ended at the end of the Maastrichtian (62 million years), which nearly ideally coincides with accumulation maximum of an extremely peculiar formation of epicontinental seas of the EPR – white chalk, the accumulation of which reflects a maximum in the abundance of the phytoplankton.

In the light of the problem on the establishment of the role of terrestrial and marine plants in the CO_2 balance of the atmosphere refered to in section IV of this paper, it is most important to correlate events that took place in the oceans with those that occurred on land. Material available for the land shows that a rearrangement of the vegetable kingdom and a very drastic change in the evolution of insects took place at the end of the Aptian – in the Albian – maybe during the beginning of the Cenomanina (Zherikhin, 1978). A determining role in the organic world does not belong to the largest but most numerous organisms that have the greatest biomass (Rodendorf & Zherikhin, 1974: 87). In the ocean such organisms were planktonic forms, while on the land – invertebrates, first of all insects. It seems that times of biota rearrangements (in the oceans oligotaxic episodes according to Fischer and Arthur) of the and and sea in general have been more lengthy. By such stages of major biogeocenosis changes was limited on the whole the Late Cretaceous (nearly exactly corresponding the polytaxic episode 94–62 million years of Fischer and Arthur): the Albian (maybe the end of the Aptian) – nearly the entire Cenomanian to its beginning and the end of the Maastrichtian – the beginning of the Danian – after it.

REFERENCES

BARINOV, G. V. (1972): Biosfernye ritmy i problema sokhranenija kislorodnogo ravnovesija. – Zhurnal obshchej biologii, **33** (6): 771–778.

BEZRUKOV, P. L. (1938): Mezozojskie otlozhenija na Ufimskom plato. – Izvestija Akademii Nauk SSSR, serija geol., **5–6:** 699–708.

BERGSTRÖM, J., CHRISTENSEN, W. K., JOHANSSON, C. & NORLING, E. (1973): An extension of Upper Cretaceous rocks to the Swedish west coast at Särdal. – Bull. geol. Soc. Denmark, **22** (2): 83–154.

BETTENSTAEDT, F. (1962): Evolutionsvorgänge bei fossilen Foraminiferen. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **31:** 385–460.

BUDYKO, M. I. (1980): Klimat v proshlom i budushchem. Gidrometeoizdat: 350 s.

— — (1981): Izmenenija okruzhajushchej sredy i formirovanie posledovatel'nykh faun. – Paleont. Zhurnal, **1:** 3–11.

ERNST, G. (1978): Forschungsfortschritte in der Oberkreide von NW-Deutschland. – Internat. Symposium Deutsche Kreide (Münster), Kurzfassungen der Vorträge: 72–73.

— — & SCHMID, F. (1979): Die Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover unter besonderer Berücksichtigung des Cenoman und Turon. – Excursionsführer ,,Kreide Niedersachsen", Berlin-Braunschweig: 1–75.

ERNST, H. (1978): Zu Bathymetrie und Sedimentstrukturen der Schreibkreide von Lägerdorf/Holstein (Coniac-Santon). Eine quantitative Analyse der Foraminiferen-Faunen. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **48:** 53–78.

FISCHER, A. G. & ARTHUR, M. A. (1977): Secular variation in the pelagic realm. – Soc. Econom. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., **25:** 19–50.

FÖRSTER, R. (1975): The geological history of the sedimentary basin of Southern Mozambique, and some aspects of the origin of the Mozambique channel. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **17** (4): 267–287.

FUNNELL, B. M. (1981): Mechanisms of autocorrelation. – J. geol. Soc. London, **138** (2): 177–181.

HANCOCK, J. M. (1976): The petrology of the Chalk. – Proc. Geol. Assoc. London, **86** (4): 499–535.

— — & KAUFFMAN, E. G. (1979): The great transgressions of the Late Cretaceous. – Journal Geol. Soc. London, **136** (2): 175–186.

JELETZKY, J. A. (1951): Die Stratigraphie und Belemnitenfauna des Obercampan und Maastricht Westfalens, Nordwestdeutschlands und Dänemark sowie einige allgemeine Gliederungs-Probleme der jüngeren borealen Oberkreide Eurasiens. – Beihefte zum Geol. Jb., **1:** 1–142.

KENNEDY, W. J. & JUIGNET, P. (1974): Carbonate banks and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France. – Sedimentology, **21:** 1–42.

MATSUMOTO, T. (1977): On the so-called Cretaceous transgressions. – Spec. Pap. Palaeontol. Soc. Japan, **21:** 75–84.

MCLEAN, D. M. (1978a): Land floras: the major Late Phanerozoic atmospheric Carbon dioxide/Oxygen control. – Science, **200** (4345): 1060–1062.

— — (1978b): A terminal Mesozoic "Greenhouse": lessons from the past. – Science, **201** (4354): 401–406.

MÖRNER, N.-A. (1976): Eustasy and geoid changes. – J. Geol., **84** (2): 123–151.

MURAVJEV, V. I. (1976): Porody – indikatory global'nykh izmenenij ekologicheskikh obstanovok. – Doklady Akademii Nauk SSSR, **229** (4): 943–946.

NAIDIN, D. P. (1973): O sootnoshenii biostratigraficheskikh i paleobiogeograficheskikh podrazdelenij nizshego ranga. – Bjull. Moskovsk. ob-va ispytatelej prirody, otd. geol., **48** (6): 50–63.

— — (1976): Granitsa mela i paleogena. – V knige: ,,Granitsy geologicheskikh sistem". Nauka: 225–257.

— — (1979a): The Cretaceous/Tertiary boundary in the USSR. – In: CHRISTENSEN, W. K. & BIRKELUND, T. (eds.): "Cretaceous-Tertiary boundary events. II. Proceedings", Copenhagen: 188–201.

— — (1979b): Vergleichende Stratigraphie der Oberen Kreide der Russischen Tafel und West-Europas. – In: Aspekte der Kreide Europas, IUGS Ser. A, **6:** 497–510.

— — (1981): The Russian Platform and the Crimea. – In: REYMENT, R. A. & BENGTSON, P. (eds.): "Aspects of Mid-Cretaceous regional geology", London, Acad. Press: 29–68.

— — (1982): Geokhronologija melovogo perioda. – Bjull. Moskovsk. ob-va ispytatelej prirody, otd. geol., **57** (1): 57–72.

— — & KOPAEVICH, L. F. (1977): O zonal'nom delenii verkhnego mela Evropejskoj paleobiogeograficheskoj oblasti. – Bjull. Moskovsk. ob-va ispytatelej prirody, otd. geol., **52** (5): 92–112.

— — SAZONOVA, I. G., POJARKOVA, Z. N., DZHALILOV, M. R., PAPULOV, G. N., BEN'JAMOVSKIJ, V. N. & KOPAEVICH, L. F. (1980a): Melovye transgressii i regressii Vostochno-Evropejskoj platformy, Kryma i Srednej Azii. – Bjull. Moskovsk. ob-va ispytatelej prirody, otd. geol., **55** (5): 27–42.

— — SAZONOVA, I. G., POJARKOVA, Z. N., DZHALILOV, M. R., PAPULOV, G. N., SENKOVSKIJ, YU. N., BEN'JAMOVSKIJ, V. N. & KOPAEVICH, L. F. (1980b): Cretaceous transgressions and regressions on the Russian Platform, in Crimea and Central Asia. – Cretaceous Research, **1** (4): 375–387.

PETTERS, S. W. (1980): Biostratigraphy of Upper Cretaceus foraminifera of the Benue Trough, Nigeria. – J. Foram. Research, **10** (3): 191–204.

REINHARDT, P. (1973): Über die Ökologie der kretazischen Coccolithen. – V sbornike: ,,Mikrofossilii drevnejshikh otlozhenij", Nauka: 47–50.

REYMENT, R. A. (1980): Biogeography of the Saharan Cretaceous and Paleocene epicontinental transgressions. – Cretaceous Research, **1** (4): 299–327.

RODENDORF, B. B. & ZHERIKHIN, V. V. (1974): Paleontologija i okhrana prirody. – Priroda, **5:** 82–91.

SAVELJEV, A. A. (1971): O stratigraficheskikh nesoglaisjakh v tolshche nizhnemelovykh otlozhenij Mangyshlaka. – Bjull. Moskovsk. ob-va ispytatelej prirody, otd. geol., **46** (2): 68–73.

SIESSER, W. G. (1978): Leg 40 results in relation to continental shelf and onshore geology. – Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, **40:** 965–979.

SLITER, W. V. (1977): Cretaceous foraminifera from the south-western Atlantic Ocean. – Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, **36:** 519–545.

TEISS, R. V. & NAIDIN, D. P. (1973): Paleotermometrija i izotopnyj sostav kisloroda organogennykh karbonatov. – Nauka: 255 s.

TRÖGER, K.-A. (1982): Remarks concerning inoceramid zonation of Cenomanian to Middle Turonian sequences between West Europe and West Asia. – Cretaceous Research (in press).

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. & THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. – In: C. E. PAYTON (ed.): ,,Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration": 83–97.

VAKHRAMEEV, V. A. (1978): Klimaty severnogo polusharija v melovom periode i dannye paleobotaniki. – Paleont. Zhurnal, **2:** 3–17.

VOIGT, E. (1964): Zur Temperatur-Kurve der oberen Kreide in Europa. – Geol. Rundschau, **54:** 270–317.

— — (1967): Oberkreide-Bryozoen aus den asiatischen Gebieten der USSR. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **36:** 5–95.

— — (1981): Critical remarks on the discussion concerning the Cretaceous – Tertiary boundary. – Newsletter Stratigr., **10** (2): 92–114.

WICHER, C. A. (1953): Mikropaläontologische Beobachtungen in der höheren borealen Oberkreide, besonders im Maastricht. – Geol. Jb., **68:** 1–25.

ZHERIKHIN, V. V. (1978): Razvitie i smena melovykh i kajnozojskikh faunisticheskikh kompleksov (trakhejnye i khelitserovye). – Trudy Paleont. in-ta Akademii Nauk SSSR, **165:** 1–198.

Zitteliana	**10**	115–121	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 9627

A preliminary study of the Upper Cretaceous of the Western Tarim Basin (South Xinjiang, China) with special reference to its transgressions

By

YANG HENG-REN, TANG TIAN-FU, LAN XIU, HU LAN-YING, YU CONG-LIU, ZHANG YI-YONG, ZHONG SHI-LAN*) & WEI JING-MING**)

With 2 text figures and 1 plate

ABSTRACT

Western Tarim Basin, S. Xinjiang is one of the most important regions for study of marine Cretaceous in China. The Upper Cretaceous strata are widespread and well developed with about 500 m thickness. They are composed of two transgression cycles and contain a great variety of fossils, more than ten groups in total.

The Late Cretaceous faunal assemblages in this area belong to the Eastern Mediterranean Subprovince of Tethyan Realm. On the whole, they show the same features as those in the Central Asia of USSR. The seawater from Tethys sea having invaded at least twice eastward the Tajik Basin in Central Asia of USSR entered into the Western Tarim Basin by way eastward of the Alai mountain valley.

KURZFASSUNG

Das Tarim Becken in Süd-Xinjiang (NW-China) ist eines der wichtigsten Gebiete zur Untersuchung der marinen Kreide Westchinas. Die Oberkreide ist weitflächig aufgeschlossen und erreicht 500 m Mächtigkeit. Die Abfolge zeigt 2 Transgressions-Zyklen und enthält eine reiche Fauna mit Vertretern aus mehr als 10 Gruppen. Die Oberkreide Faunen-Vergesellschaftungen gehören paläobiogeographisch zur Ostmediterranen Subprovinz der Tethys; sie zeigen große Ähnlichkeit zu gleichalten Ablagerungen im zentralasiatischen Teil der USSR. Das Meer aus der Tethys griff mindestens zweimal ostwärts über das Tajik Becken (Zentralasien, USSR) hinaus und gelangte nach Osten über die Alai-Gebirgs-Furche bis in das westliche Tarim Becken.

INTRODUCTION

Situated in Northwestern China the Western Tarim Basin is one of the most important regions for the study of marine Cretaceous strata in China, where the Upper Cretaceous is widespread and dominated by marine sediments. Over the past two decades, various prospecting teams from the petrogeological departments have made contributions to the classification and correlation of the Upper Cretaceous, establishment stratigraphical and paleontological sequences, naming formations and looking into the problem of transgressions.

According to previous authors, the Upper Cretaceous consists ascendingly of such formations as Kukebai, Wuyitake, Yigeziya and Tuyilouke, characterized mainly by terrigenous clasts, carbonate rocks and evaporites, in association with plenty of bivales, ostracods, foraminifera, gastropods, serpuloidea, ammonites, echinoids, brachiopods, bryozoans, dinoflagellates, calcareous algae and sporo-pollen, some of which, however, have not yet been studied. The Kukebai Formation yields fossils in great abundance, and the Yigeziya Formation comes next. In the Wuyitake Formation occurs

*) Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica, Chi-Ming-Ssu, Nanjing, China;

**) Exploration and Development Research Institute, Xinjiang Petroleum Administration, Urumchi, China.

sporo-pollen, while in the Tuyilouke Formation appear only fragmentary remains. As a result of our study, it is suggested that the ages of the above formations are Cenomanian, Turonian, Turonian-Senonian, Senonian-Maastrichtian and Maastrichtian respectively.

This paper was the results from a field investigation during the summer of 1980 in such counties as Ulugqat, Yengisar and Yarkant in southern Xinjiang (Fig. 1). Here is a brief account of the Upper Cretaceous biotic aspects as well as its transgresions.

STRATIGRAPHY

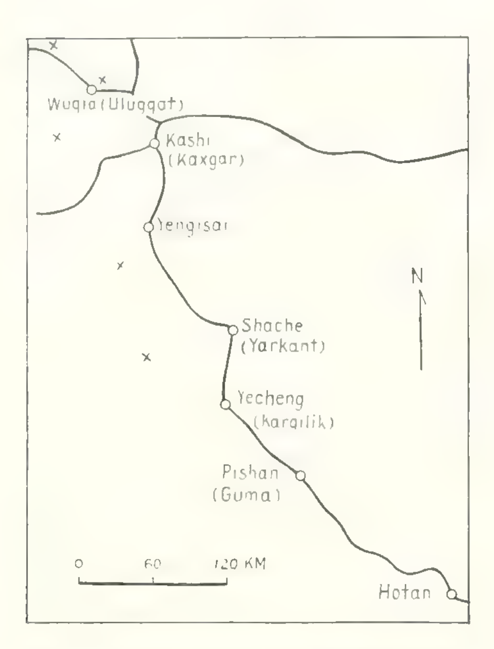


Fig. 1. Location of study area in Western Tarim Basin, S. Xinjiang.

In W Tarim Basin, the Upper Cretaceous is widely distributed along the foot of southern Mt. Tianshan and Mt. Kunlun. The strata, about 500 m thick, are well exposed and distinct in sequence. Generally, there is an extensive spread of fossil groups with a remarkable vertical variation.

Based on lithology and fossils, the Upper Cretaceous may be divided into four formations, commonly conformable with each other. The stratigraphical sequence in ascending order is as follows:

Kukebai Formation. This formation conformably overlies the continental Lower Cretaceous Kezelesu Group, which may be subdivided into two members.

Lower Member: This member, 93,61 m thick, may be subdivided into four parts: grey whitish fine sandstones at the base, variegated silty mud stones, mud stones intercalated with dolomites and gypsums in the lower part; grey biomicrites in the middle and dark grey mud stones intercalated with dolomites in the upper. At the very base an imprint of marine bivales *Anadara* was found for the first time. In the middle and upper part there occur abundant fossils, including foraminifers *Orientalia exilis* Bykova, etc., commonly known from the Cenomanian in Central Asia of USSR.; bivalves *Rhynchostreon* and *Planocaprina* (Akeche section) etc., known from the Cenomanian–Turonian in Asia, Europe and America, and from the Albian–Cenomanian in Mexico and other countries respectively; ostracods "*Cytherettinella*", etc., known from the Cenomanian–Turonian in Central Asia, USSR; dinoflagellates *Cyclonephelium vanophorum* Davey, etc., known mainly from the Cenomanian in Britain and Canada. Besides, the rich sporo-pollen characterized by the *Interulobites-Taurocusporites* assemblage, which is chiefly composed of *Schizaeoisporites* spp., *Interulobites* spp., and *Taurocusporites* spp., and is especially predominated by Pteridophyta most probably of Cenomanian age. The age of the above-mentioned fossils tends to be Cenomanian and, consequently, the Lower Member of the Kukebai Formation is regarded as the Cenomanian.

Upper Member: On the basis of the lithofacies and biotic assemblages, this member, attaining a total thickness of 83,87 m, is subdivisible into two parts. The lower part consists of grey *Ostrea*-limestones, while the upper part is composed of dark grey mud stones intercalated with biomicrites, yielding very abundant fossils, some of which such as ammonites, gastropods, etc., are present only in a few beds. The bivalves in the lower part are represented mainly by *Ostrea delettrei* Coquand, forming a coquina bed, known from the Turonian in Central Asia, decreasing upward in numbers and replaced by plenty *Trigonia (Korobokovitrigonia)*, *Trigonarca*, etc., the former being found from Barremian-Turonian in Central Asia, Algeria, Spain and other countries, while the latter from the Upper Cretaceous in India, Africa, Europe and America respectively. The ammonites represented here by *Thomasites* occurs widely in the beds of Tethyan region generally thought to be early Turonian, with records from Algeria, Egypt, Lebanon, Syria, Spain, southeastern France, Nigeria and Turkestan. The ostracods assemblage containing *Schuleridea atraxa* Mandelstam et Andreev, "*Cytherettinella*" *mandelstami* Andreev, *Alatacythere turonica* (Mandelstam), "*Tetisocypris*" *proceraformis* (Mandelstam), "*Bronsteiniana*" sp., etc., known from Turonian in Central Asia of USSR., also shows similarities to those in Egypt and other coastal Mediterranean countries. Gastropods such as *Helicaulax securifera* (Forb.) is found from the Cenomanian-Turonian in India. Dinoflagellates *Odontochitina operculata* (Wetzel), is known as the zonal fossil from Campanian in E Canada and Texas of USA. Sporo-pollen characterized by *Trisolissporites-Cranwellia* assemblage contains mainly *Schizaeoisporites* spp. and *Trisolissporites* spp., etc., in which the quantity and species of Angiosperm were on the increase, suggesting an age of Turonian. Judging from ammonites and other fossils, it is preferable to assign the Upper Member of Kukebai Formation to the Turonian age.

Wuyitake Formation: This formation, 87,11 m thick, may be subdivided into four parts: grey greenish, dark brown argillaceous siltstones and silty mud stones intercalated with thin-and thick-bedded gypsums in the lower part; white

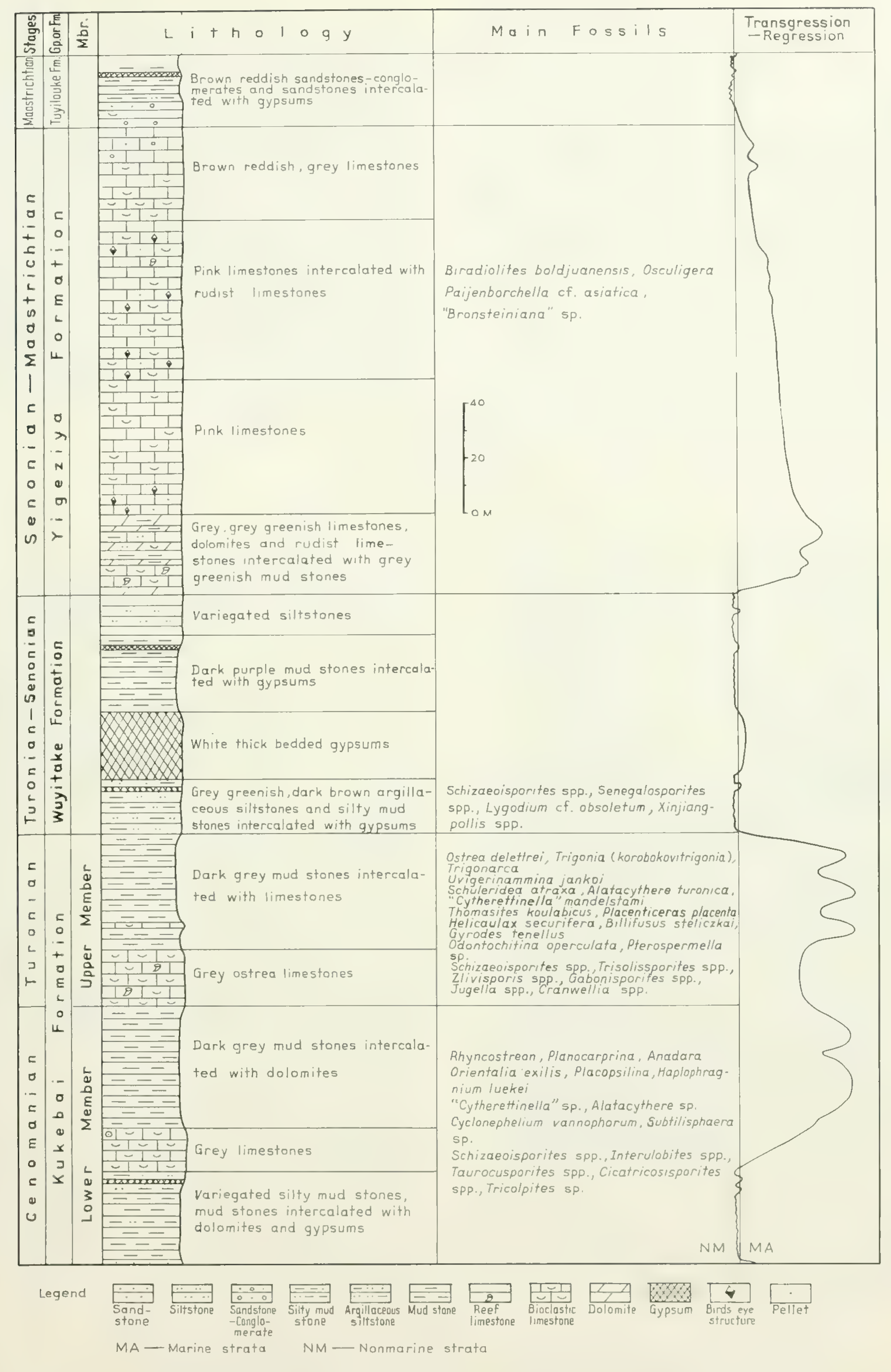


Fig. 2. Schematic Stratigraphy of the Upper Cretaceous in Ulugqat and Yengisar districts, S. Xinjiang.

thick-bedded gypsums in the middle; dark purple mud stones intercalated with gypsums in the upper and variegated siltstones at the top. So far only sporo-pollen has been found in the lower part, consisting mainly of *Schizaeoisporites* spp., *Senegalsporites* sp. and *Lygodium* cf. *obsoletum,* in which the Pteridophyta is predominant, bearing the same assemblage as that of the Upper Member of Kukebai Formation. However, the Angiosperm becomes even more abundant both in quantity and in species, its age still belonging to Turonian. Taken into account the sporo-pollen in the lower part as well as the age of the overlying Yigeziya Formation, the Wuyitake Formation seems to belong to Turonian-Senonian.

Yigeziya Formation: According to the lithological characters, this formation, with a total thickness of 162 m, may be subdivided into four parts: grey, grey greenish bioclast-bearing micrites, calcareous microcrystalline dolostones bearing bioclasts and rudist limestones intercalated with grey greenish mud stones in the lower part; pink bioclast-bearing micrites in the middle; pink forams-bearing micrites with birds eye structure intercalated with a few reddish limestones in the upper and brown reddish, grey bioclast-bearing micrites at the top. The rudists mainly found in the lower and upper parts, carry *Osculigera* and *Biradiolites boldjuanensis* Bobkova, the former being known to exist from the Senonia-Maastrichtian in Iran, while the latter from the Maastrichtian in Central Asia of USSR. Ostracods such as *Paijenborchella* cf. *asiatica* Andreev in the lower part was originally reported from the Campanian-Maastrichtian in Central Asia, USSR. Based on the bivales and ostracods, this formation may belong to the Senonian-Maastrichtian age.

Tuyilouke Formation: This formation, about 80 m thick, is disconformably or unconformably overlain by the Paleocene Aertashi Formation. It consists of brown reddish sandstones-conglomerates and fine to medium-grained sandstones intercalated with gypsums, with a few fragments of foraminifers, bryozoans, echinoids and gastropods. From the ages of the underlying and overlying formations, the Tuyilouke Formation may be presumably assigned to the Maastrichtian age.

TRANSGRESSIONS AND REGRESSIONS

Based on the characteristics of the depositional formation of strata, lithology and fossils (fig. 2), the Upper Cretaceous is divided into two cycles of transgressions-regressions: the first cycle ranging from the Kukebai Formation to the Wuyitake Formation, and the second from the Yigeziya Formation to the Tuyilouke Formation.

In the first cycle the base of Kukebai Formation consists mainly of terrestrial deposits along with some gypsums and a few marine beds, indicating the beginning of transgression, then followed by grey biomicrites – dark grey mud stones – grey *Ostrea*-limestones – dark grey mudstones, representing the main phase of the transgression. The fossils contained in the formation are dominated by benthonic and some planktonic faunas, such as ostrea, bryozoans, serpuloidea and ammonites, a fact which suggests that the depth of seawater oscillated between the shoal and the basinal gulf of shallow sea. In the Wuyitake Formation there are variegated sandstones and mud stones intercalated with several gypsum beds, reflecting an accumulation mainly in a lagoonal environment as a result of regressions. Results of sporo-pollen analysis show that the first cycle was deposited under tropical and subtropical conditions, while the presence of gypsums at the early and later stages was attributed to an arid climatic condition.

The second cycle differs somewhat from the first cycle in being presented by transgression carbonate rocks of the Yigeziya Formation, which consist of grey biomicrites and rudist limestones intercalated with a few mud stones, showing that the transgression had reached its peak. The continuation of transgression and the shallowing of depositional environment is evidenced by pink biomicrites and pellet micrites, wherein the birds eye structures and some rudist limestones sometimes occur, indicating a rather shallow-water environment under upper subtidal to intertidal condition, occasionally restricted to the subtidal range, that is to say the seawater starting to retreat. The Tuyilouke Formation consists of brown reddish sandstones – conglomerates and bioclast – bearing micrites intercalated with gypsums, carrying fragments of foraminifers, etc., indicating the beginning of regressive stage, presumably to be deposited under rather hot and arid tropical environments.

From the foregoing, it is clear that after a long period of continental deposition in Jurassic and Early Cretaceous, there were twice moderate transgressions in this region, one ranging from Cenomanian to Turonian, the other from Senonian to Maastrichtian. The seawater from the Tethys having invaded eastward the Tajik Basin in Central Asia of USSR entered into the depression between southern Mt. Tianshan and Mt. Kunlun of China by way eastward of the Alai mountain valley, extending eastward again to the east of Ulugqat, turning to the southeast and reaching finally to southeastern Guma, forming a long and narrow shallow gulf.

In W Tarim Basin, the Late Cretaceous transgressive-regressive pattern chart indicates that T7 (Global transgressive [eustatic] peak terms of Hancok and Kauffman, 1979) stands for the regression, whilst T6, T8 and T9 the peak of transgression. These figures are approximately in coincidance with those in Kauffman (1981) NE and NW China chart, but rather differ from those in the Global and S-Tibet ones in which T7 represents a transgressive peak, while T8 and T9 refer to two minor transgressive peaks.

CONCLUSIONS

1. On the whole, the Upper Cretaceous faunal assemblages (see pl. 1) in this region show the same features as those in central Asia of USSR. They are mainly endemic in forms, belonging to the Eastern Mediterranean Subprovince of Tethyan Realm, differing, however, from that of the Southern Tibetan Subprovince.

2. During the Late Cretaceous the seawater from the Tethyan sea having invaded eastward the Central Asian region of USSR entered seperately into the western Tarim Basin by way of the Alai mountain valley, forming a gulf of shallow sea, which was the easternmost locality of the Tethys in S. Xinjiang and which was twice undergone transgressions and regressions differing somewhat from those of the global events in the late Cretaceous period.

ACKNOWLEDGEMENTS

The writers wish to express their sincere thanks to Profs. Mu En-zhi and Hou You-tang for their critical reading of manuscript. They much indebted to He Cheng-quan, Pan Hua-zhang and He Guo-xiong for identifying some fossil groups, as well as Xue Yao-song for designation a part of rock names and some information on the depositional environment. Particularly thanks are due to Mr. Zou Zhi-xue for correcting the English manuscript. Finally, the writers are grateful to those in the technological department of this institute for taking photographs of the specimens, and drawing maps and charts etc.

REFERENCES

Aliev, M. M. (Otvetstvennie redaktor), (1970): Jurskie, melovie i paleogenovie otlozeniya zapada sredney Azii. – Iz-vo „Nauka", Moskva, (in Russian).

Andreev, Y. N. & Mandelstam, M. I., (1968): Ostracodes of the family Cyprididae from Cretaceous deposits of Tadjik depression. – Proceed. Sci. Tadj. SSR., **2**: 69–82, pl. 1.

— — (1971): Biogeographical associations of Cretaceous Ostracods in USSR. – In Oertli, H. J. (ed.): Colloquium on the Paleoecology of Ostracodes, 1970. – Bull. Centre de Rech., Pau-SNPA,: 615–631, figs. 5.

Bykova, N. K., (1971): Materialy k izucheniyu fauny foraminifer Senomana Bykharskoy Oblasti. – VNIGRI, Mikrofauna Neftyanykh Mestorozhdeniy Kavkaza, Emby i Srednei Azii, pp. 222–238, pl. 1. (in Russian).

Bassoullet, J. P. et Damotte, R. (1969): Quelques ostracodes nouveaux du Cenomano-Turonien de l'atlas Saharien Occidental (Algérie). – Rev. de Micropal., **12**, (3): 130–134, pl. 2.

Bertel, A., (1977): Cretaceous Ostracods – South Atlantic. – In: Swain, F. M. (ed.): Stratigraphic Micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands, p. 271–304, Elsevier, Amsterdam.

Bold, W. A. v. d. (1963): Ostracoden aus der Oberkreide von Abu Rawash, Ägypten. – Palaeontographica Abt. A, **23**, Liefg. 4–6, p. 111–136, Taf. 13–15.

Gekker, R. F., Osipova, A. I. & Belskaya, G. N., (1962): Ferganskiy zaliv paleogenovogo mopya Srednei Azii. Ego istoriya, osadki, fauna, flora, usloviya ich obitaniya i razvitiya. – Kn. 1, 2. Iz-vo Akademiya Nauk SSSR, (in Russian).

Hancock, J. M. & Kauffman, E. G., (1979): The great Transgression of Late Cretaceous. – Jl. Geol. Soc. Lond., **136**: 175–186, figs. 5, tables. 4.

Huang Bao-ren, (1975): Late Cretaceous and early Tertiary Ostracods from Mount Jolmolungma region in Xizang (Tibet). A Report of Scientific Expedition in the Mount Jolmolungma region (1966–1968), Paleobiology, Fasc. I, 1975. Science Press. (in Chinese).

Kauffman, E. G., (1973): Cretaceous Bivalvia. In: Hallam, A. (ed.): Atlas of Paleobiogeography, p. 353–383, Elsevier, Amsterdam.

— — (1981): Plate Tectonics and Global Sealevel Changes: A Comparison of the Global Cretaceous Record with that of Tibet. In: Liu Dong-sheng (ed.): Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau, **1**, Proc. Symp. on Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau (Beijing, China). – p. 413–426, Science Press, Beijing, and Gordon and Breach (Science Publishers Inc.) New York.

Lunnov, N. P. & Druscic, V. V. (Otvetstvenniy redaktor), (1958): Osnovi paleontologii. – Molluski-Golovonogie, **2**, Moskva, (in Russian).

Mu An-tze, Wen Shih-hsuan et al., (1973): Stratigraphy of the Mount Jolmo Lungma Region in Southern Tibet, China. – Scientia Sinica, **16** (1): 96–111.

Neal, J. W., (1977): Cretaceous Ostracoda of the North Atlantic. – In: Swain, F. M. (ed.): Stratigraphic Micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands. p. 245–270, Elsevier, Amsterdam.

Poyarkova, Z. N., (1976): Pozdnemelovie dvuchstvorchatie molluski severo-vostochnoi chasti Srednei Azii. – Iz-vo „Ilii" Frunze, (in Russian).

Stoliczka, F., (1868): Cretaceous fauna of Southern India, vol. 2, The Gastropoda. – Mem. Geol. Surv. India, Paleont. India, ser. 5, **2**: 1–497.

Stover, L. E. & Evitt, W. R., (1978): Analyses of Pre-Pleistocene organicwalled Dinoflagellates. – pp. 1–300, Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., **15**.

Wen Shi-xuan, Zhang Bing-gao et al., (1981): Sedimentary Development and Formation of Stratigraphic Region in Xizang. In: Liu Dong-sheng (ed): Geological and Ecological Studies of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau (Beijing, China). – p. 119–130, Science Press, Beijing and Gordon and Breach, Science Publishers, Inc. New York.

Yu Jing-xian, (1981): Late Cretaceous sporo-pollen assemblages of Shache district, Xinjiang. – Acta Geologica Sinica, **55**, (2): 93–104, pls. 1–2, (in Chinese).

Plate 1

The biotic assemblages of the Upper Cretaceous of the Wetsern Tarim basin, Xinjiang.

The Lower Member of Kukebai Formation:

1– 2. *Anadara* sp.
3. *Placopsilina cenomana* D'ORBIGNY
4. *Orientalia exilis* BYKOVA
5. *Cyclonephelium vanophorum* DAVEY
6– 7. *Tauroscusporites* spp.
8–10. *Interulobites* spp.
11–12. *Cicatricosisporites* spp.
13–14. *Schizaeoisporites* spp.
15. *Tricolpites* sp.
16. *Classopollis* sp.

The Upper Member of Kukebai Formation:

1– 3. *Placenticeras placenta* DEKAY
4– 6. *Thomasites koulabicus* (KLER)
7. *Trigonia (Korobokovitrigonia) ferganensis* ARHK.
8. *Ostrea delettrei* COQUAND
9. *Trigonarca passyana* (D'ORBIGNY)
10. *Gyrodes tenellus* STOLICZKA
11. *Helicaulax securifera* (FORB.)
12. *Billifusus stoliczkai* (COLLIGNON)
13. *Uvigerinammina* sp.
14. ,,*Tetisocypris*" *proceraformis* (MANDELSTAM)
15. *Schuleridea atraxa* MANDELSTAM et ANDREEV
16. ,,*Bronsteiniana*" sp.
17. *Alatacythere turonica* (MANDELSTAM)
18. *Brachycythere* sp.
19. ,,*Cytherettinella*" *mandelstami* ANDREEV
20–22. *Odontochitina operculata* (WETZEL)
23–26. *Schizaeoisporites* spp.
27. *Trisolissporites* spp.
28. *Zlivisporis* sp.
29. *Gabonisporites* spp.
30–31. *Cycadopites* spp.
32. *Jugella* sp.
33. *Cranwellia* sp.

The Wuyitake Formation:

1. *Lygodium* cf. *obsoletum* E. IV.
2– 3. *Schizaeoisporites* spp.
5– 6. *Xinjiangpollis* sp.
7. *Pentapollenites* sp.

The Yigeziya Formation:

1– 2. *Osculigera* sp.
3– 4. *Biradiolites boldjuanensis* BOBKOVA
5. ,,*Cytherettinella*" sp.
6. *Brachycythere* sp.
7. *Xestoleberis* sp.
8. *Paijenborchella* cf. *asiatica* ANDREEV
9. ,,*Bronsteiniana*" sp.

Cenomanian	Turonian	Turonian-Senonian	Senonian - Maastrichtian	Maastrichtian
Kukebai Formation		Wuyitake Formation	Yigeziya Formation	Tuyilouke Formation
Lower Member	Upper Member			



Zitteliana	10	123–141	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Ammoniten und planktonische Foraminiferen aus den Eibrunner Mergeln (Regensburger Kreide, Nordostbayern)

Von

REINHARD FÖRSTER, ROLF MEYER & HANS RISCH*)

Mit 2 Abbildungen und 3 Tafeln

KURZFASSUNG

Aus den Eibrunner Mergeln (Obercenoman/Unterturon) wird erstmals eine umfangreiche Ammonitenfauna beschrieben; sie umfaßt 10 Arten, die 8 Gattungen zugeordnet werden. Die Fauna läßt sich mit ganz ähnlichen Faunen des Anglo-Pariser Beckens vergleichen, charakteristisch für die obercenomane *Metoicoceras geslinianum* Zone der *plenus*-Mergel. Die Cenoman-Turon-Grenze liegt nach planktonischen Foraminiferen am Benberg unmittelbar über einer markanten Kalkmergellage (ca. 2,3 m über der Basis), die noch vereinzelt *Metoicoceras geslinianum* (D'ORB.) führt. In den Eibrunner Mergeln konnten die höhere *cushmani-*, *archaeocretacea-* und *helvetica*-Zone nachgewiesen werden.

ABSTRACT

An ammonite fauna from the Eibrunner Mergel (Upper Cenomanian and Lower Turonian) is described; it comprises 10 species, referred to 8 genera. They can be correlated with similar faunas from the Anglo-Paris Basin, equivalent to the Late Cenomanian *Metoicoceras geslinianum* Zone of the *Plenus* Marls. The correlation by planktonic foraminifers shows that in the sequence of the Benberg the Cenomanian-Turonian boundary lies just above a significant marly limestone band with the last occurrence of *Metoicoceras geslinianum* (D'ORB.). The marls can be equated with the upper *cushmani*, the *archaeocretacea* and *helvetica* Zones.

EINLEITUNG

In den 40 Jahren seit der ersten zusammenfassenden Bearbeitung der Makrofauna der Regensburger Kreide durch DACQUÉ (1939) sind über die Eibrunner Mergel nur wenige ergänzende Daten (OSCHMANN 1958: 78; BAUBERGER et al. 1969: 112; WEISS 1982: 68) veröffentlicht worden. Die allgemein ungünstigen Aufschlußverhältnisse, das Verschwinden vieler alter Fundstellen durch Verfüllung und Bebauung, die Seltenheit von Makrofossilien und ihre meist mäßige Erhaltung bewirkten ein nur geringes Interesse bei Sammlern und Institutionen, so daß nur wenig neue Informationen und Material zusammen kamen. Dagegen nahm die Kenntnis der Mikrofaunen mit der zunehmenden Bohrtätigkeit ständig zu. DACQUÉ hatte ausschließlich auf altes Sammlungsmaterial zurückgreifen müssen, welches, wie er selbst bedauernd schrieb, ,,vielfach unzureichend etikettiert" war; so ergaben sich zwangsläufig beträchtliche Abweichungen in der stratigraphischen Einstufung alter Fundstellen mittels Makro- und Mikrofaunen.

Funde von Ammoniten sind in der Regensburger Kreide insgesamt sehr selten. Die ersten Ammoniten aus den Eibrunner Mergeln *(Acanthoceras rhotomagense* [BRONG.], *Calycoceras naviculare* [MANT.]) erwähnte bereits GÜMBEL (1868: 753). DACQUÉ (1939) beschrieb sechs weitere Arten *(Mantelliceras mantelli* [SOW.], *Puzosia gesliniana* [D'ORB.], *Turrilites costatus* LAM., *Scaphites aequalis* SOW., *Scaphites rochatianus* D'ORB. und *Baculites subbaculoides* GEINITZ); davon überstanden nur drei Exemplare die Kriegseinwirkungen in München und Regensburg; *C.* cf. *naviculare* aus dem Grünsandstein von Kapfelberg (Taf. 4, Fig. 2, s. S. 131),

*) R. FÖRSTER, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, D-8000 München 2; R. MEYER, H. RISCH, Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstraße 28, D-8000 München 22.

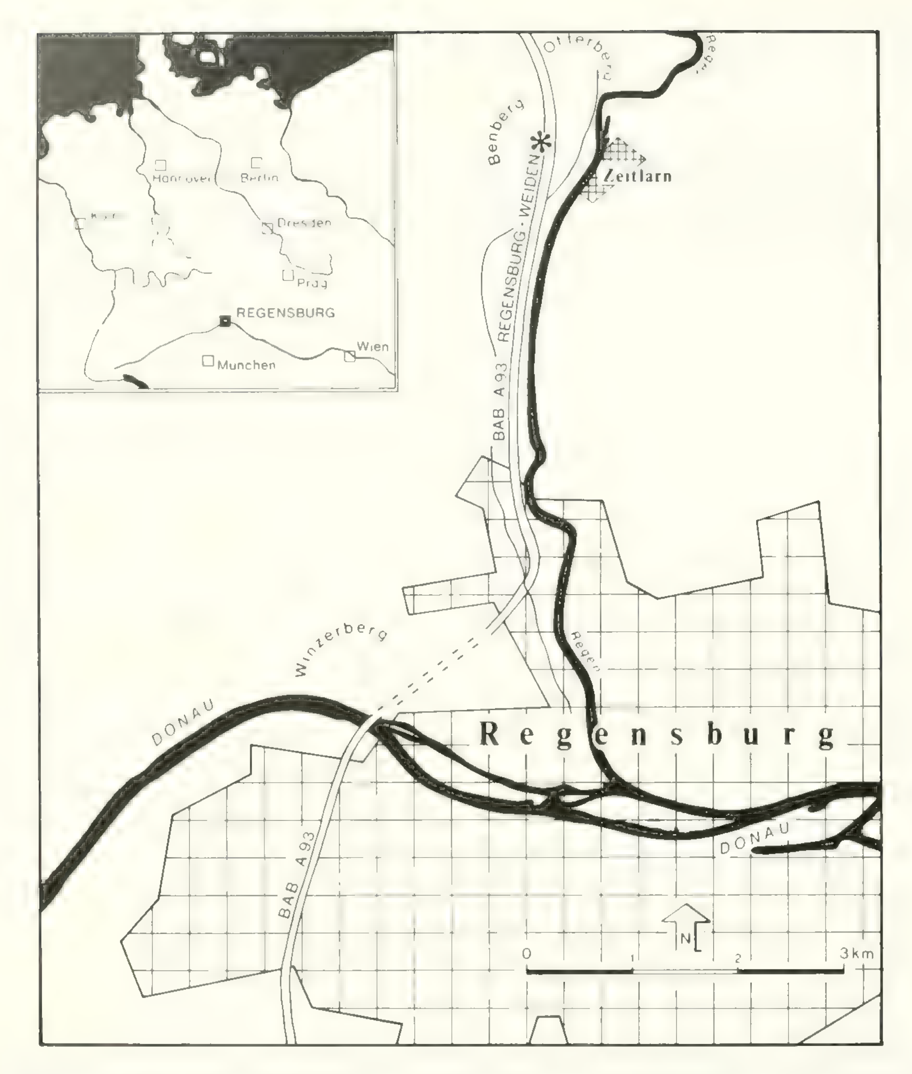


Abb. 1: Lageskizze des Aufschlusses im Autobahn-Einschnitt am Benberg (BAB A 93, Regensburg – Weiden), ca. 6,5 km nördlich Regensburg (Blatt Regensburg Nr. 6938; R 4507 200, H 5438 000).

S. rochatianus (Taf. 16, Fig. 34 = *Worthoceras vermiculum*, s. S. 130) und *B. subbaculoides* (Taf. 6, Fig. 6, s. S. 131) aus den Eibrunner Mergeln vom Winzerberg. Bei den beiden anderen abgebildeten Stücken vom Winzerberg dürfte es sich um Fehlbestimmungen gehandelt haben. DACQUÉ's *A. rhotomagense* (Taf. 6, Fig. 5) entspricht weitgehend *E. septemseriatum* (CRAGIN) (s. S. 132) und *M. mantelli* (Taf. 2, Fig. 13, 14) *P. dentonense* (MOREMAN) (s. S. 132). Ungeklärt bleibt die taxonomische Stellung der beiden restlichen Ammoniten, da sie weder abgebildet noch ausreichend beschrieben wurden und auch ihr Fundort unbekannt ist.

Beim Neubau der Autobahn Regensburg–Weiden entstanden zahlreiche neue, wenn auch meist nur kurzfristige Aufschlüsse. Westlich des Regen bei Zeitlarn, ca. 6,5 km nördlich Regensburg war in bis zu 30 m tiefen Einschnitten in den Benberg, Otterberg und Altenberg die gesamte obercenomane/unterturone Schichtenfolge vom Grünsandstein bis in die Reinhausener Schichten aufgeschlossen. Nach einer ersten Einstufung mittels planktonischer Foraminiferen wurde der südlichste Einschnitt am Benberg als Standardprofil ausgewählt und beim 2. Kreide-Symposium in München (1982) vorgestellt (s. Exkursionsführer: A 34). Während der Exkursion wurden im tieferen Teil der Eibrunner Mergel einige Ammoniten gefunden. Eine anschließende Grabung lieferte eine individuenreiche, jedoch artenarme Fauna. Sie stammt ausschließlich aus einer einzigen, ca. 40 cm mächtigen Lage aus der obersten *cushmani*-Zone. Die weiter nördlich gelegenen Einschnitte erbrachten eine fast identische Gliederung der Eibrunner Mergel, wobei das Faunenbild lokal vor allem im höheren Teil sehr verarmt, vermutlich durch Verwitterungseinflüsse.

STRATIGRAPHIE

Der Autobahneinschnitt am Benberg erschließt im Liegenden ca. 15 m hellgraue Massenkalke des Malm Epsilon (Oberkimmeridge). Sie sind teilweise stärker verkarstet und von Höhlen durchzogen. Mehrere Meter tiefe Karsttaschen sind mit hellweißen bis tiefroten groben Sanden und Kaolintonen der Schutzfelsschichten gefüllt, zum Teil mit deutlichen Sackungserscheinungen. Die fluviatil-terrestrischen Füllungen schließen lokal mit einer ca. 15 cm mächtigen Lage kohlig-schwarzer Pflanzentone ab, teils mit einem fossilen Wurzelboden. Sie enthalten zwar zahlreiche kohlige Pflanzenreste, jedoch keine Pollen. Diskordant über Malm und Schutzfelsschichten folgt mit einer fast ebenen Transgres-

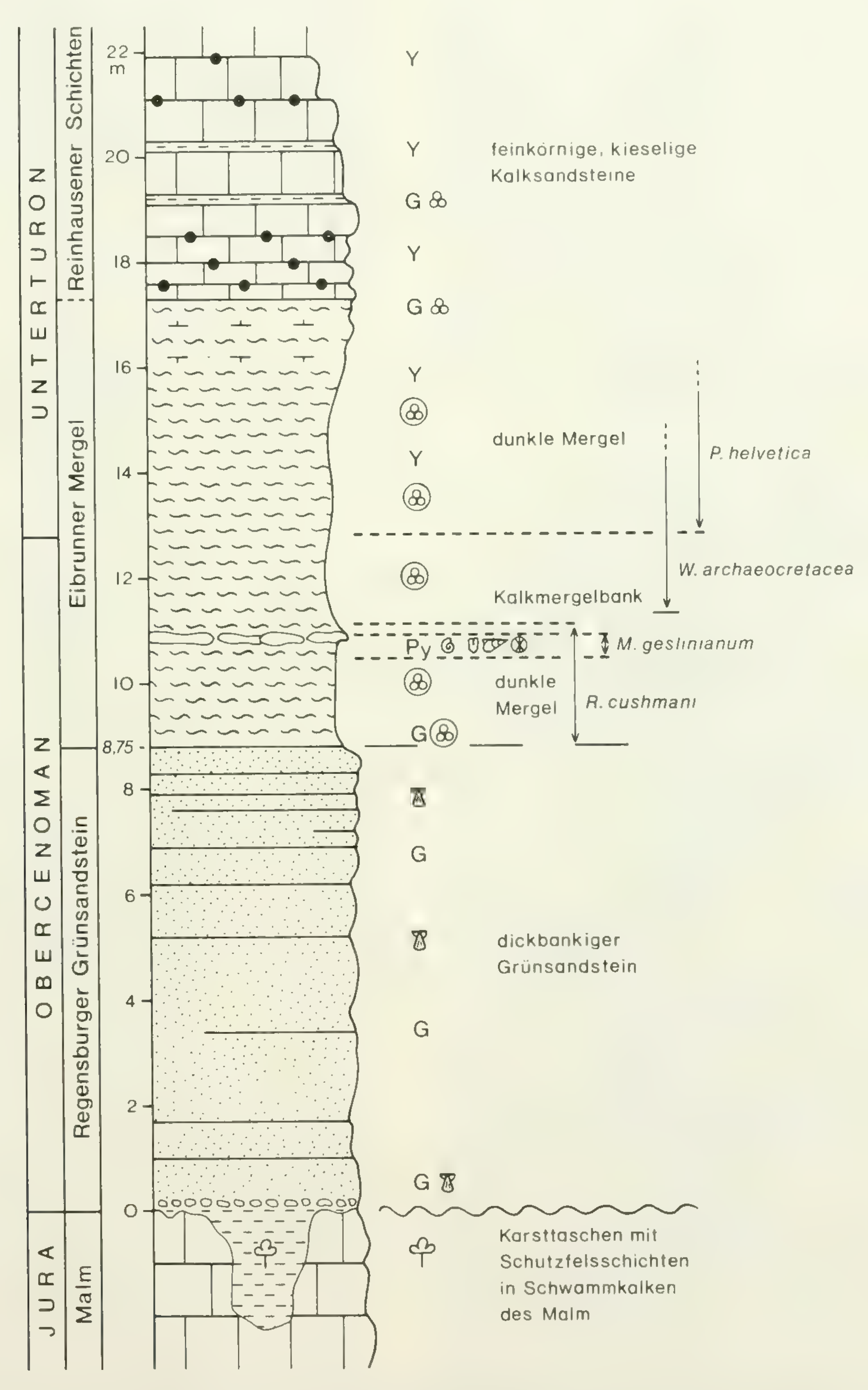


Abb. 2: Lithologisches Profil im Autobahn-Einschnitt am Benberg mit der Abfolge von Schutzfelsschichten in Karsttaschen (bis 10 m) in den liegenden Schwammkalken des Malm Epsilon, Regensburger Grünsandstein (8,75 m), Eibrunner Mergel (ca. 7,5–8,5 m) und Reinhausener Schichten (>15 m).

sionsfläche der Regensburger Grünsandstein (Obercenoman) mit einer Mächtigkeit von etwa 8,75 m. Es handelt sich hier um die dickbankige (1–3 m) Ausbildung eines fein- bis mittelkörnigen Glaukonitkalksandsteins mit zahlreichen Freß/Grabbauten und einer reichen Muschelfauna (insbesondere *Exogyra columba* LAM., *Merklinia aspera* [LAM.]). Die typische Fazies des oberen, plattigen Grünsandsteins ist nur durch eine Abnahme der Bankmächtigkeit im oberen Drittel angedeutet.

Mit scharfer Grenze folgen über dem Grünsandstein 7,50–8,50 m mächtige Eibrunner Mergel; genaue Mächtigkeitsangaben waren nicht möglich, da zu den hangenden kieselig-kalkigen Reinhausener Schichten ein kontinuierlicher Übergang besteht. Die dunkelgrauen, verwittert mehr grünlichbraunen, Pyrit-reichen, feinsandigen, glimmerhaltigen, gelegentlich undeutlich feingeschichteten Mergel enthalten vor allem an der Basis noch etwas gröberen Glaukonitsand. Der Kalkgehalt des frischen Mergels liegt (nach SALGER) etwa zwischen 6 und 34%. Der Feinsandgehalt schwankt nach Eliminierung des unsicheren Karbonatanteils gewöhnlich um 20% (±10%). Ab 7,20 m steigt er stetig an von zunächst 30% bis auf über 50% (bei 8 m) und zeigt so den allmählichen unscharfen Übergang in die Reinhausener Schichten an. Die Hauptbestandteile der Eibrunner Mergel sind die Tonminerale Montmorillonit (85% des Ton-Anteils in der Fossillage) und Illit (15%).

Die insgesamt eintönige, uniforme, an Makrofossilien extrem arme Folge wird 1,7 m über der Basis durch eine 20–40 cm mächtige, stark bioturbate Lage unterbrochen. Sie ist gegenüber den liegenden und hangenden Mergeln von einem dichten Netzwerk von *Chondrites*-Freßbauten durchsetzt und lieferte eine für die Eibrunner Mergel einmalig reiche Fauna. Die Ammoniten sprechen eindeutig für ein höheres Obercenoman-Alter *(Metoicoceras geslinianum* Zone).

Ab 2,10 m folgt – bei einem nach oben rasch ansteigenden Karbonatgehalt – eine 15–20 cm mächtige, teils bankartige, teils knollig absondernde Kalkmergel-Lage; sie führt gelegentlich noch Einzelklappen größerer Bivalven, *M. geslinianum*, *Sciponoceras* und *Actinocamax* sp. Darüber setzen erneut die dunklen, uniformen Mergel ein, die ab 8 m kontinuierlich in die hellen Reinhausener Schichten übergehen. Nach dem mikropaläontologischen Befund mittels planktonischer Foraminiferen reicht die obercenomane *cushmani*-Zone bis mindestens 2,3 m, d. h. bis über die Kalkmergelbank. Ab 2,6 m tritt erstmals *Whiteinella archaeocretacea* (PESSAGNO) auf (Grenzbereich Cenoman/Turon = Zone à grandes Globigerines SIGAL) und reicht bis mindestens 3,6 m. Ab 4 m setzt *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI) ein und ist bis 6,9 m nachweisbar, d. h. ab hier gehören die Mergel ins Unterturon. In den höheren Partien des Profils kommt es zu einer zunehmenden Verarmung an kalkschaligem Plankton, während der Anteil an Sandschalern zunimmt. Dieser scheinbare faunistische Wechsel ist zumindest lokal auf die starke Entkalkung bei späteren Verwitterungsvorgängen zurückzuführen, wobei gleichzeitig eine deutliche Aufhellung der dunklen Mergel durch die Oxydation des hohen, feinverteilten Pyritgehalts erfolgte. Das dürfte auch der Grund dafür sein, daß hier am Benberg *Marginotruncana schneegansi* (SIGAL) und damit die *schneegansi*-Zone für den oberen Teil der Eibrunner Mergel nicht nachgewiesen werden konnte wie am Mühlberg bei Bad Abbach ca. 15 km weiter südlich (WEISS 1981: 281).

Ab 7,5 m schalten sich zunehmend dünne kieselige, feinkörnige Kalksandsteinlagen ein, bzw. in verwittertem Zustand helle, leichte Kieselskelettsandsteine, bis schließlich ab 8,5 m die kieselig-kalkige Fazies der Reinhausener Schichten vorherrscht. Diese werden nach 10–15 m durch tertiäre Rotlehme und Sande gekappt und überdeckt. Die Reinhausener Schichten enthalten nur eine arme Makro- und Mikrofauna (Bivalven, u. a. *Inoceramus labiatus* SCHLOTH., Seeigelreste, Sandschaler). Sie sind reich an Schwamm-Spiculae. Schon im tiefsten Teil (erstmals bei 8,4 m) treten zwischen den bis zu 1 m mächtigen, von Hornsteinen durchsetzten hellen Kalksandsteinbänken einzelne dünne (bis 0,25 m) mürbe Glaukonitsandmergel-Lagen auf mit einer armen Sandschalerfauna und mit Fischzähnchen.

Der mikropaläontologische Befund lieferte folgende Gliederung:

9,70 m (A 80/82)	Rugoglobigerinidae *Arenobulimina* sp. *Psammosphaerea* sp.
6,90 m (A 78/82)	*Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI) *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO *Whiteinella brittonensis* (LOEBLICH & TAPPAN) *Hedbergella* sp. *Gavelinella* sp. *Frondicularia* sp. *Marginulina* sp. *Dentalina* sp. *Psammosphaera* sp. Ostracoda: *Cytherelloidea* sp. Alter: *helvetica*-Zone
5,40 m (A 77/82)	*Praeglobotruncana aumalensis* (SIGAL) *Lingulogavelinella globosa* (BROTZEN) *Gavelinella* div. sp. *Arenobulimina* div. sp. *Psammosphaera* sp. Fischzähnchen
4,00 m (A 76/82)	*Praeglobotruncana helvetica* (vergl. RISCH, 1983: Taf. 1, Fig. 7–9) *Praeglobotruncana praehelvetica* *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI) *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA) *Hedbergella* sp. *Gavelinella* div. sp. *Lenticulina* sp. *Marginulina* sp. *Neoflabellina* sp. *Psammosphaera* sp. Ostracoda: *Bairdoppilata acuticauda praecedens* POKORNY Cytherelloideidae u. a. Alter: tiefste *helvetica*-Zone
3,60 m (A 75/82)	*Praeglobotruncana gibba* KLAUS *Praeglobotruncana stephani* *Whiteinella archaeocretacea* *Whiteinella paradubia* (SIGAL) *Hedbergella* sp. *Eggerellina mariae* TEN DAM *Gavelinella* div. sp. *Lenticulina* div. sp. *Marginulina* sp. *Frondicularia* sp.

Ostracoda:
Isocythereis grossouvrensis DONZE
Cytherelloideidae
Alter: *archaeocretacea*-Zone

3,30 m (A 74/82)
Whiteinella archaeocretacea (vergl. RISCH, 1983: Taf. 1, Fig. 4–6)
Whiteinella brittonensis
Whiteinella baltica DOUGLAS & RANKIN
Praeglobotruncana praehelvetica
Hedbergella sp.
Eggerellina mariae
Gavelinella div. sp.
Neoflabellina sp.
Frondicularia sp.
Ammodiscus sp.
Ostracoda:
Bairdoppilata acuticauda praecedens
Cytherelloideidea
Isocythereis grossouvrensis
Bryozoen
Seeigelstacheln
Fischzähnchen
Alter: *archaeocretacea*-Zone

3,10 m (A 73/82)
Praeglobotruncana stephani
Praeglobotruncana gibba
Hedbergella sp.
Eggerellina mariae
Gavelinella div. sp.
Lenticulina div. sp.
Frondicularia sp.
Dentalina sp.
Neoflabellina sp.
Textulariidae
Rzehakina sp.
Ostracoda:
Rehacythereis aff. *kodymi* POKORNY
Isocythereis grossouvrensis
Cytherelloideidea u. a.
Alter: *archaeocretacea*-Zone

2,80 m (A 49/81)
Whiteinella brittonensis
Whiteinella archaeocretacea
Whiteinella paradubia
Kalkschalerbenthos
Sandschaler
Ostracoda:
Bairdoppilata acuticauda praecedens
Alter: *archaeocretacea*-Zone

2,60 m (A 72/82)
Praeglobotruncana stephani
Whiteinella archaeocretacea
Hedbergella sp.
Eggerellina mariae
Ramulina sp.
Lenticulina div. sp.
Gavelinella div. sp.
Rzehakina sp.
Ostracoda:
Cythereis aff. *fournetensis* DAMOTTE
Isocythereis grossouvrensis
Bairdoppilata acuticauda praecedens
Cytherelloideidae
Fischzähnchen
Alter: *archaeocretacea*-Zone

2,30 m (A 71/82)
unmittelbar über den Kalkmergeln
Rotalipora cushmani (MORROW)
Hedbergella sp.
Lenticulina sp.
Eggerellina mariae
Gavelinella div. sp.
Guttulina sp.
Ostracoda:
Bairdoppilata acuticauda praecedens
Bairdoppilata litorea POKORNY
Pterygocythereis sp.
Cytherelloideidae
Alter: oberste *cushmani*-Zone

2,10 m (A 70/82)
Mergel über der *Chondrites*-Lage
Rotalipora cushmani (vergl. RISCH, 1983: Taf. , Fig. 1–3)
Praeglobotruncana gibba
Hedbergella gr. *delrioensis* (CARSEY)
Gavelinella sp.
Nodosaria sp.
Stensiöina sp.
Marginulina sp.
Lenticulina sp.
Rzehakina sp.
Gaudryina sp.
Ramulina sp.
Ostracoda:
Isocythereis grossouvrensis
Bairdoppilata acuticauda praecedens
Bairdoppilata litorea
Inoceramenprismen
Alter: *cushmani*-Zone

1,80 m (A 47/81)
Chondrites-Lage
Praeglobotruncana stephani
Whiteinella brittonensis
Kalkschalerbenthos
Sandschaler
Ostracoda:
Bairdoppilata acuticauda praecedens
Isocythereis grossouvrensis
Cythereis cf. *reticulata* JONES & HINDE
Idiocythere sp. A. DONZE
Seeigelstacheln
Bryozoen
Fischzähnchen
Inoceramenprismen
Alter: *cushmani*-Zone

0,80 m (A 45/81)
Rotalipora cushmani
Dicarinella algeriana (CARON)
Praeglobotruncana gibba
Praeglobotruncana stephani
Whiteinella brittonensis
Kalkschalerbenthos
Sandschaler
Ostracoda:
Bairdoppilata acuticauda praecedens
Alter: *cushmani*-Zone

0,20–0,30 m (A 44/81)
über Regensburger Grünsandstein
Rotalipora cushmani
Rotalipora deeckei (FRANKE)
Kalkschalerbenthos
Sandschaler
Alter: *cushmani*-Zone

(A 69/82)
Basis der Eibrunner Mergel unmittelbar über dem Grünsandstein
Hedbergella sp.
Gavelinella sp.
Dorothia sp.
Arenobulimina sp.
(stengeliger Glaukonit)

Nach dem mikropaläontologischen Befund ergibt sich folgende Gliederung der Eibrunner Mergel: Die tiefsten 2,3 m gehören noch zum Obercenoman *(cushmani*-Zone); darüber folgen ca. 1,7 m Mergel der *archaeocretacea*-Zone und ab 4 m über der Basis beginnt die *helvetica*-Zone des Unterturons.

PALÄOGEOGRAPHIE

Die Regensburger Kreide verdient als nördlicher Randbereich der Tethys bei jeder Nord-Süd-Korrelation innerhalb Mitteleuropas besondere Beachtung. Die immer wieder angeführten engen Faunenbeziehungen zur Sächsisch-Böhmischen Kreide sind auf die sehr ähnlichen faziellen (und damit ökologischen) Verhältnisse in geologisch vergleichbaren Räumen am Rande des Böhmischen Massivs zurückzuführen und nicht auf eine direkte Meeresverbindung über die Mitteldeutsche Schwelle; bei allen Faunen handelt es sich um rein benthonische Gemeinschaften – Bivalven, Gastropoden und Echinodermen – mit einem hohen Anteil an Endobenthonten. Eine unmittelbare Verbindung über die Mitteldeutsche Schwelle bestand nach allen bisher gewonnenen paläogeographischen Befunden in der Regensburger Kreide weder zur Zeit der Eibrunner Mergel noch später. Ein Faunenaustausch war jedoch immer über den kurzen Umweg um das Böhmische Massiv und die östlich davon gelegene Meeresverbindung gegeben.

Der Aufschluß am Benberg liegt noch im Zentrum des Golfes von Regensburg. Während jedoch beim Grünsandstein eine deutliche Abnahme der Gesamtmächtigkeit gegenüber dem Bad Abbacher Raum zu beobachten ist (von 16 m [Oschmann 1958: 70] auf 8,75 m), nimmt der Eibrunner Mergel an Mächtigkeit zu (von 6,2 m auf über 8 m). Die Cenoman/Turon-Grenze fällt in beiden Gebieten in den unteren Teil der Eibrunner Mergel (um 2 m [Weiss 1981] bzw. 2,3 m über dem Grünsandstein). Erst weiter nördlich im Randbereich bei Amberg reduziert sich die Mächtigkeit stärker (1–3 m, Meyer, 1981), wobei der obercenomane Anteil (*cushmani*-Zone) bisher noch nicht nachgewiesen werden konnte. Das nördlichste Vorkommen an der Postleite westlich Sulzbach liegt schon sehr nahe der damaligen Küstenlinie. Die Reinhausener Schichten erreichen am Benberg mit mehr als 15 m annähernd die Werte von Bad Abbach (15–25 m).

VORKOMMEN DER MAKROFOSSILIEN UND IHRE ERHALTUNG

Fossilfunde sind in den Eibrunner Mergeln relativ selten; das gilt auch für die Benberger Abfolge. Lediglich eine schmale Schicht lieferte eine individuenreiche, jedoch relativ artenarme Fauna. 1,70 m über dem Grünsandstein kündigt sich ein Wechsel der ökologischen Bedingungen von den uniformen nahezu (makro)fossilleeren Mergeln im Liegenden zu der fossilreichen Lage durch das plötzliche, massenhafte Auftreten von *Chondrites* an. Nach 20–30 cm nimmt die Dichte des Freßbauten-Netzwerkes rasch ab; es verschwindet schließlich ganz noch vor dem Einsetzen der hangenden Kalkmergel. In den Kalkmergeln fehlt *Chondrites;* sehr selten treten dagegen Bauten vom *Spongeliomorpha-Thalassinoides*-Typ auf, die im oberen Grünsandstein bzw. in den Reinhausener Schichten (hier mit dem Erzeuger *Callianassa antiqua* Roemer) sehr häufig vorkommen. Mit der Bioturbation setzt auch die Fossilführung ein. Die größte Fossildichte lag etwa im mittleren Bereich der *Chondrites*-Lage; sie nimmt gegen die Kalkmergelbank ebenfalls rasch ab. Aufgrund von Einregelung und den allgemeinen Einbettungsbedingungen muß auf eine ausreichende Wasserbewegung geschlossen werden, die zum Antransport der parautochthonen/allochthonen Fauna – es handelt sich um eine Taphozönose – genügte. Aufarbeitungsspuren fehlen selbst bei den dünnschaligen Pectiniden; nur bei den Ammoniten kommen Schalenfragmente häufiger vor. Die Fauna ist meist nesterartig angereichert. Die dominierenden Exogyren, Ostreidae und Pectiniden sind in den Genisten nicht selten in dichter Packung ineinander verschachtelt und verschuppt, häufig zusammen mit kleinen Gastropoden und mit *Worthoceras.* Es liegen meist Einzelschalen vor. Bei den Ostreidae überwiegen die stark gewölbten linken Klappen (links : rechts = 3 : 1).

Die Fauna setzt sich größtenteils aus kleinen Individuen (<40 mm) und Bruchstücken (bei den Ammoniten) zusammen. Adulte Exemplare großwüchsiger Arten sind seltene Ausnahmen und meist nur als Bruchstücke sowohl beim Benthos als auch beim bodenbezogenen Nekton: je ein Exemplar von *Bathrotomaria* cf. *linearis* (Mant.) mit 110 mm Durchmesser, *Gervillia* sp. mit 76 mm, bzw. mehrere Reste von *Metoicoceras* mit 120 mm, *Actinocamax plenus* (Blainv.) mit 80 mm. Bei *Exogyra* überwiegen Schalen jugendlicher Individuen unter 15 mm; lediglich die hangenden Kalkmergel enthalten vereinzelt größere Stücke bis zu 40 mm.

Die Fauna ist insgesamt stark verdrückt. Gastropoden und Ammoniten liegen nur als verdrückte Steinkerne vor. Häufig sind die Innenwindungen der Ammoniten leicht pyritisiert. Die Lobenlinien sind nur selten erhalten und dann deformiert.

Die aufgesammelte Fauna (1389 Stücke) setzt sich zusammen aus:

Bivalven	916	(66%)
Ammoniten	327	(24%)
Gastropoden	117	(8%)
Vermes	16	
Einzelkorallen	6	
Belemniten	4	
Krebse	3	

Dazu kommen noch *Cidaris*-Stacheln, zahlreiche Schuppen, Wirbel und sonstige Reste von Fischen, selten Holz- und Blattreste. Durch die ± selektive Aufsammlung sind die Ammoniten im vorliegenden Material gegenüber den Muscheln, insbesondere den Exogyren (642 Stücke = 46%) und den Pectiniden (149 = 11%) zu stark vertreten. Die Fauna enthält u. a. folgende Arten: *Gervillia* cf. *forbesiana* d'Orb., *Inoceramus (I.)* ex gr. *pictus* (Sow.), *I. pictus bohemicus* Leonhard, *Syncyclonema orbicularis* (Sow.), *S. membranacea* (Nilsson), *Camptonectes* cf. *virgatus* (Nilss.), *Neithea (Neithella) notabilis* (Münst.), *Neithea (N.) quinquecostata*

(Sow.), *N. gibbosa* (Pulteney), *Rhynchostreon columbum* (Lam.), *Amphidonte conica* (Sow.), *Pycnodonte vesicularis* (Lam.), *Rastellum (Arctostrea) carinatum* (Lam.), *Bathrotomaria* cf. *linearis* (Mant.) *Turritella sexlineata* Roemer, „*Volutilithes*"*elongatus* d'Orb., *Aporrhais (Lispodesthes)* sp., *Natica* cf. *cretacea* Goldf., *Hamulus septemsulcatus* (Cotta), *Cidaris* sp., *Actinocamax plenus* (Blainv.); es fehlen Brachiopoden.

In den hangenden 15–20 cm Kalkmergeln nimmt die Fossilführung rasch ab. Die obersten Partien enthalten nur noch eine spärliche Fauna; meist sind es Einzelklappen größerer Muscheln, vereinzelt auch noch *Metoicoceras geslinianum*. *Actinocamax plenus* kommt ausschließlich in den obersten 15 cm der Kalkmergelbank vor. In dieser Beschränkung auf einen geringmächtigen Horizont besteht eine auffallende Ähnlichkeit mit Niedersachsen, wo *A. plenus* ebenfalls nur in der sog. *plenus*-Bank im basalen Rotpläner auftritt (vergl. Ernst et al., 1983: 536); eine charakteristische *Chondrites*-Lage an der Basis dieser *plenus*-Bank (op. cit.: 545, 550) verstärkt diesen Eindruck.

Auch bei den Ammoniten läßt sich eine gewisse Verteilung innerhalb des Profils erkennen. *Calycoceras naviculare* tritt bereits an der Basis der *Chondrites*-Lage auf und reicht mit einzelnen Fragmenten größerer Individuen bis in den tieferen Teil der Kalkmergelbank. Die kleinwüchsigen Formen *Worthoceras, Hemiptychoceras, Vascoceras* und kleine Exemplare von *Euomphaloceras, Sciponoceras* und *Pseudocalycoceras* sind ausschließlich auf den mittleren Bereich der *Chondrites*-Lage (mit der größten Fossildichte) beschränkt; nicht selten (besonders bei *Worthoceras)* kommen gleich mehrere Exemplare zusammen mit kleinen Gastropoden und Bivalven vor. Die höheren Partien der *Chondrites*-Lage und die darüber liegenden Mergel lieferten in nach oben abnehmender Zahl einzelne, meist größere Fragmente von *Calycoceras, Pseudocalycoceras* und *Metoicoceras*. In den obersten Kalkmergeln ist nur noch *Metoicoceras* vertreten.

SYSTEMATISCHER TEIL

BESCHREIBUNG DER AMMONITEN

Familie Ptychoceratidae Meek, 1876

Gattung *Worthoceras* Adkins, 1928

Worthoceras vermiculum (Shumard, 1860)
Taf. 1, Fig. 1–9

1860 *Scaphites vermiculus,* Shumard: 594
1939 *Scaphites rochatianus* d'Orb., Dacqué: 89, Taf. 16, Fig. 34
1942 *Worthoceras gibbosum,* Moreman: 215, Taf. 34, Fig. 7, 8, Abb. 2q
1972 *Worthoceras gibbosum,* Cobban & Scott: 43, Taf. 17, Fig. 2
1972 *Worthoceras vermiculum,* Cobban & Scott: 43
1980 *Worthoceras verniculum,* Marcinowski: 248, Taf. 2, Fig. 5, 6

Synonymie in Marcinowski (1980: 248)

Material: 9 stark verdrückte, annähernd vollständige Exemplare, ca. 50 Anfangsspiralen, selten als pyritisierte Steinkerne (BSP 1982 XIX 53–65).

Abmessungen:

	D	WH	d	Wh		U	S	D/dx	S/dx
1982 XIX 53	158	50	104	40	(0,25)	40 (0,25)	75	1,9	0,9
1982 XIX 54	119	34	80	29	(0,36)	35 (0,44)	51	1,8	0,8
1982 XIX 55	130	31	82	27	(0,33)	38 (0,46)	65	2,0	1,0
1982 XIX 56	~135	27	80	27	(0,34)	37 (0,46)	68	2,0	1,0
1982 XIX 57	128	32	60	~20	~(0,33)	27 (0,45)	74	2,4	1,4
1982 XIX 58	121	30	75	26	(0,35)	30 (0,40)	61	2,0	1,0
1982 XIX 59	140	—	70	22	(0,31)	34 (0,49)	80	2,3	1,3
1982 XIX 60	117	27	67	24	(0,36)	30 (0,45)	65	2,3	1,3
1982 XIX 61	106	22	60	21	(0,35)	— —	53	2,0	1,0

D Gesamtlänge; WH maximale Windungshöhe; d Durchmesser Anfangsspirale; Wh Windungshöhe Anfangsspirale; S Länge Schaft/Haken; dx Durchmesser Anfangsspirale, gemessen in Richtung Haken.

Beschreibung und Beziehungen: In der Fauna vom Benberg stellen Reste dieser kleinwüchsigen Gattung einen relativ hohen (22%) Anteil. Meistens liegt nur die evolute Anfangsspirale vor, überwiegend flach verdrückt oder selten auch als pyritisierter Steinkern. Die wenigen vollständigen Stücke stimmen teils mit gleichgroßen Exemplaren von *W. vermiculum* überein, teils mit *W. gibbosum*. Der evoluten Anfangsspirale mit ca. 5 Umgängen folgt ein Schaft von unterschiedlicher Länge. Es lassen sich zwei Morphotypen unterscheiden:

1. Stücke mit einem relativ schlanken, langgestreckten Schaft (D: dx 2.3–2.4) und einer nur geringen Zunahme der Windungshöhe am Ende der Anfangsspirale und im Bereich des Schaftes. Sie entsprechen den Maßverhältnissen bei *W. vermiculum*.

2. Stücke mit einem relativ kurzen massiven Schaft (D: dx 1.9–2.0), wobei die Windungshöhe bereits auf dem letzten halben Umgang der Anfangsspirale stark zunimmt und beim Haken maximale Werte erreicht; sie entsprechen *W. gibbosum*.

Bei beiden zeigt sich gelegentlich auf der Anfangsspirale (seltener auf dem Schaft) eine flache, weitständige Berippung und eine feine Streifung. Der Mundsaum erscheint bei dem

schlanken *vermiculum*-Typ gelappt (mit Ohr), während er bei dem gedrungeneren *gibbosum* einfach schräg abgestutzt ist. Das Nebeneinander dieser beiden sehr ähnlichen Formen, die annähernd gleiche Häufigkeit und der Besitz von Ohren bei der kleinwüchsigeren Morphospezies deutet auf ein Dimorphenpaar hin mit *W. vermiculum* als Mikrokonch und *W. gibbosum* als Makrokonch.

Von dem typischen *W. rochatianum* (D'ORB.) aus dem höheren Turon Frankreichs (MARCINOWSKI 1980: 248 auch aus dem mittleren Cenoman von Mangyshlak, UdSSR) unterscheidet sich das vorliegende Material durch eine evolutere Anfangsspirale, ein längeres Aufrollungsstadium (über 5 Umgänge), und einen relativ kurzen Schaft. Die von WIEDMANN (1965: 439) als Unterscheidungsmerkmal gegenüber älteren Vertretern betonte dorsale Einbuchtung auch auf dem Schaft ist beim vorliegenden Material ebenfalls entwickelt.

DACQUÉ (1939: 89) beschrieb aus den Eibrunner Mergeln des ca. 5 km südlich gelegenen Winzerberges einen Rest als *Scaphites rochatianus* (D'ORB.); das in Erhaltung, Habitus und Abmessungen gleichartige Stück (BSP AS XVII 10) liegt interessanterweise in einem identischen bioturbaten dunklen Mergel vor.

Vorkommen: *W. gibbosum* und *W. vermiculum* kommen in Colorado (COBBAN & SCOTT 1972: 22, Schicht 9–11) zusammen mit *E. septemseriatum* (CRAGIN), *C. naviculare* (MANT.) und *P. dentonense* (MOREMAN) in der *S. gracile*-Zone des Obercenoman vor. MARCINOWSKI (1980: 249) gibt ein Vorkommen im mittleren Cenoman von Mangyshlak und im oberen Cenoman von Kopet-Dag in der UdSSR an. Die von KENNEDY (1971: 5, Taf. 63, Fig. 3) aus dem unteren und mittleren Cenoman Südenglands angeführten Stücke entsprechen mit einem langgestreckten Schaft mehr *W. rochatianum*.

Familie Hamitidae HYATT, 1900

Gattung *Hemiptychoceras* SPATH, 1925

Hemiptychoceras cf. *reesidei* COBBAN & SCOTT, 1972
Taf. 3, Fig. 9–10

Material: 3 Fragmente (Knie und Teile des Schafts [BSP 1982 XIX 49–50])

Abmessungen:

	L	Wh	Rippenzahl Phragmokon	Rippenzahl Schaft
1982 XIX 49	9,8	5,1	10	8
1982 XIX 50	19	4,8	12	8
1982 XIX 37	~ 5	5,0	10	–

Beschreibung und Beziehungen: Die drei vorliegenden Fragmente stimmen in Größe, Form und Skulptur mit *H. reesidei* COBBAN & SCOTT (1972: 45, Taf. 17, Fig. 7, 8) überein: dicht gedrängt stehende Rippen auf dem Phragmokon und dem Knie und ein Wechsel zu einer weniger dichten Berippung auf dem terminalen Schaft. Der Rippen-Index ist gegenüber COBBAN's Material etwas größer: 10–12 Rippen pro zugehöriger Windungshöhen-Distanz auf dem Phragmokon, 8 auf dem Schaft (gegenüber 10 bzw. 5,5). Die Rippen erscheinen auf den Regensburger Steinkernen etwas zugespitzt und gegenüber dem Intervall etwas schmaler, vermutlich bedingt durch die Erhaltung. Die Sutur ist nicht erhalten. Wie bereits COBBAN & SCOTT für ihre beiden Stücke betonten, unterscheidet sich auch das vorliegende Material von den wenigen bislang bekannten älteren Vertretern (*H. gaultinum* PICTET u. a., vergl. SCHOLZ 1979: 20, MARCINOWSKI 1980: 251) nicht nur durch die sehr viel geringeren Ausmaße, sondern vor allem durch das Fehlen jeglicher periodischer Einschnürungen. In der dichten Berippung mit scharfen, leicht schräg verlaufenden Rippen (Index 13) und fehlenden Einschürungen weist *Plesiohamites multicostatus* (BROWN) (vergl. KENNEDY 1971: 7) eine gewisse Ähnlichkeit auf (abgesehen von der Größe). Das in den Abmessungen ähnlich kleine *Metaptychoceras smithi* (WOODS: 1896: 74, Taf. 2, Fig. 1, 2) aus dem Oberturon Englands hat eine gleichmäßigere Berippung ohne den auffälligen Wechsel zu einem gröberen Modus auf dem terminalen Schaft.

Vorkommen: *H. reesidei* COBBAN & SCOTT ist bisher nur durch zwei Fragmente aus der *gracile*-Zone von Colorado bekannt.

? *Hemiptychoceras* sp.
Taf. 3, Fig. 11

Material: 2 verdrückte Schaftfragmente aus den basalen Partien der Kalkmergel (BSP 1982 XIX 51–52).

Abmessungen:

	L	Wh	Rippenzahl
1982 XIX 51	10	5	5–6
1982 XIX 52	40	11	7–8

Bemerkungen: Die geringe Zahl an morphologischen Merkmalen und deren große Variabilität erschweren eine Abgrenzung und Zuordnung aller nur bruchstückhaft überlieferten Reste von Hamitiden. Das gilt auch für die beiden vorliegenden Fragmente. Die prorsiradiaten, relativ schräg über die Flanken verlaufenden Rippen queren das Gehäuse extern wie intern ohne jede Unterbrechung. In beiden Merkmalen weichen sie deutlich von der üblichen Entwicklung innerhalb der Gattung *Hamites* ab, u. a. auch von den aus dem Obercenoman und Unterturon von Colorado unter *Stonohamites* cf. *S. simplex* (D'ORB.) (COBBAN & SCOTT 1972: 44) beschriebenen Resten. Mit dem schrägen Rippenverlauf im gesamten Bereich des Schaftes lassen sie sich jedoch auch schlecht bei *Hemiptychoceras* einordnen. Erst weiteres, vollständiger erhaltenes Material wird die taxonomische Stellung klären können.

Familie Baculitidae MEEK, 1876

Gattung *Sciponoceras* HYATT, 1894

Sciponoceras sp.

Material: Zwei Bruchstücke jugendlicher Individuen (BSP 1982 XIX 66–67).

Abmessungen: L 13, Wh 5; L 12, Wh 4,8 mm

Bemerkungen: Die Skulptur ist bei den beiden Fragmenten jugendlicher Individuen noch zu schwach entwickelt,

um sie einer Art zuordnen zu können. Dagegen könnte es sich bei dem von DACQUÉ (1939: 90, Taf. 6, Fig. 6; BSP AS XVII 9) als *Baculites subbaculoides* GEINITZ abgebildeten Bruchstück vom Winzerberg durchaus um einen Rest von *S. gracile* (SHUMARD) handeln. Entgegen DACQUÉ's Abbildung ziehen auf dem Stück (L 28, Wh 10) 5 flache Rippen (Rippenindex 3) schräg über die Flanken, wobei sie auf der Dorsalseite nur noch schwach angedeutet sind.

Familie Acanthoceratidae DE GROSSOUVRE, 1894

Unterfamilie Mantelliceratinae HYATT, 1903

Gattung *Calycoceras* HYATT, 1900

Calycoceras (Calycoceras) naviculare (MANTELL, 1822)
Taf. 2, Fig. 8–12

1822 *Ammonites navicularis,* MANTELL: 198, Taf. 22, Fig. 5
1980 *Calycoceras (Calycoceras) naviculare,* MARCINOWSKI: 301, Taf. 14, Fig. 1–2
1981 *Calycoceras naviculare,* KENNEDY, JUIGNET & HANCOCK: 40, Taf. 4–6, Taf. 7, Fig. 1–3, Taf. 15, Fig. 4–6, Taf. 17, Fig. 4, Abb. 8, 9, 10C, 11A–C
1981 *Calycoceras (Calycoceras) naviculare,* KENNEDY & JUIGNET: 29, Abb. 6b–c
1981 *Calycoceras (Calycoceras) naviculare,* WRIGHT & KENNEDY: 34, Taf. 4, Taf. 5, Fig. 1–3, Abb. 13, 14c–e
Synonymie in WRIGHT & KENNEDY (1981: 34)

Material: 7 annähernd vollständige, jedoch stark verdrückte Exemplare, über 50 Fragmente (BSP 1982 XIX 23–35)

Abmessungen:

	D	Wh	U	Rippen
1982 XIX 23	110	50 (0,45)	31 (0,28)	29
1982 XIX 24	105	45 (0,43)	28 (0,27)	31
1982 XIX 25	70	31 (0,44)	18 (0,26)	39
1982 XIX 26	64	29 (0,45)	18 (0,28)	>30
1982 XIX 27	45	20 (0,44)	12,5 (0,28)	28
1982 XIX 28	36	17 (0,44)	10,5 (0,29)	29
1982 XIX 29	31	14 (0,45)	8,5 (0,27)	29
1982 XIX 30	27	13 (0,46)	7 (0,26)	29
AS XVII 8	34	16 (0,47)	7 (0,21)	24

Bemerkungen: *C. naviculare* ist in den letzten Jahren wiederholt beschrieben worden (KENNEDY 1971, KENNEDY et al. 1981, COOPER 1978, WRIGHT et al. 1981). Die meisten Autoren wiesen auf die große Variabilität dieser weltweit verbreiteten Art hin. Beim vorliegenden Material fällt auf, daß es selbst auf den Innenwindungen kaum zu einer Bildung von Knoten kommt (abgesehen vom Umbilikalknoten); ab Durchmessern von 25 mm verschwinden sie vollständig. Die Zahl der Rippen pro Umgang schwankt zwischen 28 und 32, erreicht jedoch auch Werte bis zu 39 Rippen (BSP 1982 XIX 25).

DACQUÉ (1939, Taf. 4, Fig. 2) bildete unter *A. naviculare* einen Rest aus dem Grünsandstein von Kapfelberg ab; es ist der bislang älteste bekannte Ammonit aus der Regensburger Kreide (Taf. 2, Fig. 5). Das kleine Exemplar fällt mit einer extrem geringen Rippenzahl (24 pro Umgang), vor allem jedoch wegen des außergewöhnlich engen Nabels und der sich weit umfassenden Umgänge (Wh:D 0,47; U:D 0,21, vergl. Tabelle) aus dem üblichen Rahmen. Die Erhaltung dieses für das Alter des Grünsandstein wichtigen Stückes ist leider zu schlecht, so daß hier offen gelassen werden muß, ob es sich tatsächlich um einen Vertreter der Gattung *Calycoceras* handelt. In allen angeführten Merkmalen und in der Andeutung schwacher Umbilikal- und Ventrolateralknoten zeigt das Stück große Ähnlichkeit mit dem obercenomanen *Protacanthoceras involutum* THOMEL, 1972.

Vorkommen: WRIGHT & KENNEDY (1981: 36) geben für *Calycoceras naviculare* eine nahezu weltweite Verbreitung im Obercenoman an *(Metoicoceras geslinianum* Zone, *S. gracile* Zone).

Gattung *Pseudocalycoceras* THOMEL, 1969

Pseudocalycoceras dentonense (MOREMAN, 1942)
Taf. 2, Fig. 1–4

1939 *Acanthoceras (Mantelliceras) mantelli,* DACQUÉ: 87, Taf. 2, Fig. 13–14
1942 *Eucalycoceras dentonense,* MOREMAN: 205, Taf. 33, Fig. 4, 5, Abb. 2k
1972 *Pseudocalycoceras dentonense,* COBBAN & SCOTT: 63, Taf. 13, Fig. 11–29, Taf. 15, Fig. 1–7, 10–13
1981 *Pseudocalycoceras dentonense,* WRIGHT & KENNEDY: 37, Taf. 5, Fig. 4, Taf. 6, Fig. 3, 6, 7, Abb. 15A, B, E–H, 19S, T
Synonymie in WRIGHT & KENNEDY (1981: 37)

Material: 4 stark verdrückte Exemplare, 16 Fragmente (BSP 1982 XIX 14–20).

Abmessungen:

	D	Wb	Wh	U
1982 XIX 14	58	–	>25 (~0,42)	18 (~0,31)
1982 XIX 15	41	–	20 (0,49)	12,3 (0,30)
1982 XIX 16	36	–	14,5 (0,40)	11,5 (0,32)
1982 XIX 17	35	–	14,5 (0,41)	10 (0,29)
1982 XIX 18	25	–	10,5 (0,42)	6 (0,24)
1982 XIX 19	19	–	8 (0,44)	4 (0,21)

Beschreibung und Beziehungen: Mit den kräftig entwickelten clavaten inneren Ventrolateralknoten bei fast allen Exemplaren entspricht das vorliegende Material am besten den bei COBBAN & SCOTT (Taf. 15, Fig. 1–7) abgebildeten Stücken; insgesamt ist eine etwas dichtere Berippung (18–21 Rippen pro halben Umgang zu beobachten, und entgegen COBBAN & SCOTT (S. 64) ist der innere Ventrolateralknoten stets kräftig und immer clavat ausgebildet. Die leicht geschwungenen, recti- bis prorsiradiaten Rippen fallen nach vorn gegen die Mündung steiler ab als nach hinten. Sie spalten teils am Umbilikalknoten, teils sind kürzere auf der inneren Flanke entspringende Nebenrippen eingeschaltet. Allen Rippen gemeinsam ist ein kräftiger, relativ tief auf der Flanke gelegener innerer Ventrolateralknoten, ein annähernd gleich starker äußerer Ventrolateralknoten und ein etwas schwächerer Externknoten. Alle Knoten sind extrem clavat. Die Sutur ist nur an wenigen Stücken und auch dann nur unvollständig sichtbar. In der dichten Berippung und der clavaten Ausbildung des inneren Ventrolateralknotens bestehen engere Beziehungen zur Typusart *P. harpax* (STOLICZKA, 1864, Taf. 39, Fig. 1); bei der indischen Art scheinen lediglich die

Ventrolateralknoten insgesamt weiter nach außen verschoben.

Hier anzuschließen sein dürfte DACQUÉ's *M. mantelli* (1939: 87, Taf. 2, Fig. 13, 14); mit einer Rippendichte von 20 Rippen/halber Umgang und der clavaten Ausbildung beider Ventrolateralknoten entspricht das Stück weitgehend dem Benberger Material.

Verbreitung: *P. dentonense* ist nach WRIGHT & KENNEDY bislang nur aus der *Metoicoceras geslinianum* Zone Südenglands, Nordfrankreichs, den westlichen USA und Japans bekannt.

Pseudocalycoceras cf. *harpax* (STOLICZKA, 1864)
Taf. 2, Fig. 6–7

Zwei Bruchstücke (D 41,5, Wh 17 [0,41], U 12,5 [0,30]; Wh 29) aus dem Horizont mit *P. dentonense* zeigen mit einer extrem hohen Rippenzahl (27 pro halbem Umgang) eine größere Ähnlichkeit mit dem von STOLICZKA (1864, Taf. 38, Fig. 2) abgebildeten Exemplar vom *P. harpax* (STOLICZKA). Der innere Ventrolateralknoten ist jedoch weitgehend reduziert; äußerer Ventrolateralknoten und Externknoten sind etwa gleich kräftig entwickelt und clavat. Eine ähnlich dichte, extern jedoch stärker vorwärts geschwungene Berippung haben einige von WRIGHT & KENNEDY (1981, Taf. 9, Fig. 8, 9 und 11 = Original MOREMAN 1927, Taf. 14, Fig. 2, *Gauthiericeras* aff. *bravaisi)* unter *Neocardioceras juddii juddii* (BARROIS & GUERNE) abgebildete Stücke.

Gattung *Euomphaloceras* SPATH, 1923

Euomphaloceras septemseriatum (CRAGIN, 1893)
Taf. 3, Fig. 6–8

1893 *Scaphites septem-seriatus* CRAGIN: 240
1939 *Acanthoceras (Metacanthoplites) rhotomagense,* DACQUÉ: 85, Taf. 6, Fig. 5
1978 *Euomphaloceras (Kanabiceras) septem-seriatum,* COOPER: 106, Fig. 4 N–O, 10 A–E, 12 E–H, 18 G–H, 19 G–L, 26 A–B, 28
1981 *Euomphaloceras septemseriatum,* KENNEDY, JUIGNET & HANCOCK: 56, Taf. 9, Fig. 3–5, Abb. 11 D–E
1981 *Euomphaloceras septemseriatum,* KENNEDY & JUIGNET: 38, Abb. 9b–d
1981 *Euomphaloceras septemseriatum,* WRIGHT & KENNEDY: 55, Taf. 12, Fig. 1–8, Taf. 13, Fig. 1–6, Taf. 14, Fig. 5–9
Synonymie in WRIGHT & KENNEDY (1981: 55)

Material: 3 stark verdrückte, schlecht erhaltene Stücke und 4 Windungsfragmente (BSP 1982 XIX 9–13).

Abmessungen: (in mm)

	D	Wb	Wh	U
1982 XIX 12	–	–	18	–
1982 XIX 9	33	–	13 (0,39)	11 (0,33)
1982 XIX 10	30	–	13 (0,43)	11 (0,37)
1982 XIX 11	20,5	–	7,5 (0,37)	7 (0,34)

Beschreibung und Beziehungen: Die drei kleinen, schlecht erhaltenen Stücke zeigen alle Kennzeichen dieser weltweit verbreiteten Art: evolutes Gehäuse, Umgänge breiter als hoch; unregelmäßige Skulptur. Rippen mit schwachen, radial gestreckten Umbilikalknoten, kräftigen, dominierenden inneren Ventrolateralknoten, einem schwachen, schräg nach vorwärts gerichteten äußeren Ventrolateralknoten und einem ebenfalls nur schwachen Extern(siphonal)knoten. Zwischen den relativ weitständigen Hauptrippen meist feine Rippen ohne Umbilikal- und Ventrolateralknoten.

Von den im gleichen Niveau am Benberg viel häufiger vorkommenden *Pseudocalycoceras dentonense* (MOREMAN) mit einer gleichen Anzahl von Knoten (7 je Hauptrippe) lassen sich selbst schlecht erhaltene Reste von *E. septemseriatum* durch ihre viel unregelmäßigere und weitständigere Berippung einfach unterscheiden.

Das kleine von DACQUÉ als „*Acanthoceras rhotomagense*" abgebildete Stück vom Winzerberg (1939: Taf. 6, Fig. 5) entspricht nach der kurzen Beschreibung und nach der Abbildung DACQUÉ's weitgehend dem vorliegenden Material und dürfte hier anzuschließen sein.

Nicht zu *E. septemseriatum,* sondern zu *Kamerunoceras* ist ein von RENZ (1982: 97, Taf. 21, Fig. 8) abgebildetes Windungsbruchstück aus dem höheren Turon Venezuelas zu stellen.

Verbreitung: *E. septemseriatum* hat in der obercenomanen *Metoicoceras geslinianum* Zone eine nahezu weltweite Verbreitung und ist in Mittel- und Nordwesteuropa, den USA (Montana, Utah, Colorado, Kansas, Texas, California), Mexiko, Japan, Nigeria und Angola nachgewiesen.

Subfamilie Mammitinae HYATT, 1900

Gattung *Metoicoceras* HYATT, 1903

Metoicoceras geslinianum (D'ORBIGNY, 1850)
Taf. 3, Fig. 12–16

1850 *Ammonites Geslinianus,* D'ORBIGNY: 146
1939 *Pulchellia gesliniana,* DACQUÉ: 88, Taf. 6, Fig. 3, 4
1979 *Metoicoceras geslinianum,* WIEDMANN & SCHNEIDER: 672, Taf. 10, Fig. 6
1981 *Metoicoceras geslinianum,* KENNEDY & JUIGNET: 39, Abb. 7d–e, 8a–c, 9a, e, 10a
1981 *Metoicoceras geslinianum,* WRIGHT & KENNEDY: 62, Taf. 17, Fig. 2, Taf. 18, Fig. 1, 2, Taf. 19, Fig. 1, 2, Taf. 20, Fig. 1–3, Taf. 21, Fig. 1–2, Abb. 19 C–E, 20, 21 A–D
Synonymie in WRIGHT & KENNEDY (1981: 62)

Material: 12 annähernd vollständige, jedoch stark verdrückte Exemplare; ca. 60 Fragmente (BSP 1982 XIX 36–48)

Abmessungen:

	D	Wh	U	Rippen
1982 XIX 36	~140	—	—	—
1982 XIX 37	102	49 (0,49)	13 (0,13)	~28
1982 XIX 38	100	48 (0,48)	12 (0,12)	32
1982 XIX 39	75	40 (0,53)	7 (0,09)	>26
1982 XIX 40	48	26 (0,54)	6,5 (0,14)	26
1982 XIX 41	43	24 (0,55)	6 (0,14)	27
1982 XIX 42	40	21 (0,53)	5 (0,13)	27
1982 XIX 43	35	18 (0,51)	6 (0,17)	24
1982 XIX 44	32	17 (0,53)	4 (0,13)	~27
1982 XIX 45	22	13 (0,59)	3 (0,14)	~27

Bemerkungen: In dem vorliegenden Material überwiegen (>75%) Reste von kleineren Individuen. Die insgesamt

relativ hohen Werte für die Windungshöhe (>0.50) bzw. die scheinbar geringen Nabelweiten (<0.14) sind durch die starke Verdrückung dieser hochmündigen Art zu erklären. Dadurch ist auch die Unterscheidung eines Dimorphismus, wie ihn WRIGHT & KENNEDY (forma α und β) beschreiben, nicht möglich. Die relativ lange anhaltende Entwicklung der ventrolateralen Clavi (bis zu Durchmessern über 100 mm) würde für eine Dominanz der β-Dimorphen sprechen.

In der Ammonitenfauna vom Benberg stellt *M. geslinianum* mit ca. 30% nicht nur den größten Anteil, sondern hat auch die größte Reichweite im Profil: einzelne Vertreter sind noch im obersten Bereich der Kalkmergel-Bank zu finden.

Vorkommen: *M. geslinianum* kommt relativ häufig in den obercenomanen *plenus*-Mergeln *(M. geslinianum* Zone) Südenglands und Nordfrankreichs vor, weiterhin in der Sächsisch-Böhmischen Kreide, in Spanien, Texas und dem mittleren Westen (western interior) der USA, in Nigeria und Angola, und nach CHANCELLOR (1982: 83) auch in N-Mexiko, Kolumbien, Iran und Turkestan.

Familie Vascoceratidae SPATH, 1925

Gattung *Vascoceras* CHOFFAT, 1898

Vascoceras diartianum (D'ORBIGNY, 1850)
Taf. 3, Fig. 1–5

1850 *Ammonites diartianus,* D'ORBIGNY: 146
1977 *Vascoceras diartianum,* KENNEDY & JUIGNET: 584, Taf. 1, Fig. 1a–2h, Taf. 2, Fig. 1a–c, Abb. 2
1981 *Vascoceras diartianum,* WRIGHT & KENNEDY: 86, Taf. 17, Fig. 1, Abb. 29 A–F

Material: 24 mehr oder minder unvollständige, stark verdrückte Reste (BSP 1982 XIX 1–8)

Abmessungen: (in mm)

	D	Wb	Wh	U
1982 XIX 1	34	–	14 (0,41)	7 (0,21)
1982 XIX 2	30	–	11 (0,37)	7 (0,23)
1982 XIX 3	29	–	11 (0,38)	6,5 (0,22)
1982 XIX 4	27	–	11,5 (0,43)	7 (0,26)
1982 XIX 5	22	–	9 (0,41)	6 (0,27)
1982 XIX 6	16	–	6,5 (0,41)	3,5 (0,22)

Beschreibung und Beziehungen: Dieser frühe, über lange Zeit nahezu vergessene kleinwüchsige Vascoceratide ist von KENNEDY (1977, 1981) eingehend beschrieben worden. Das vorliegende, stark verdrückte Material entspricht den französischen Stücken. Mäßig evolut; Umgänge gedrungen, breiter als hoch. 9–10 kräftige, radial gestreckte konische Umbilikalknoten, an denen 2–3 nach außen rasch abflachende Rippen entspringen; unregelmäßig eingeschaltet schwächere, meist nur angedeutete Sekundärrippen. Rippen queren Externseite in einem seichten Bogen. Schwache, seichte Einschnürungen (bis zu ? 5 pro Umgang). Sutur aus einfachen, wenig zerschlitzten Elementen.

Wie bereits KENNEDY (1981: 87) ausführte, zeigt *V. silvanense* CHOFFAT aus dem oberen Cenoman Portugals nach Form und Skulptur die größten Ähnlichkeiten. Enge Beziehungen bestehen auch zu *V. venezolanum,* forma d (RENZ, 1982: 82). Mit mehr als 20 Resten handelt es sich bei dem Regensburger Material um das bislang umfangreichste, und mit Durchmessern bis 34 mm (bzw. Wh bis 15 mm) auch um die größten Vertreter von *V. diartianum.*

Verbreitung: *V. diartianum* ist bislang aus dem Anglo-Pariser Becken aus den *plenus*-Mergeln *(Metoicoceras geslinianum* Zone) von St. Calais, Sarthe und der Isle of Wight beschrieben worden. Im Profil am Benberg ist die Art auf den mittleren Teil der *Chondrites*-Lage (zusammen mit *C. naviculare* und *Worthoceras vermiculum* beschränkt.

STRATIGRAPHISCHE ERGEBNISSE

Die zum Teil gegensätzlichen Meinungen über das Alter der Eibrunner Mergel – Obercenoman, Obercenoman/Unterturon oder Unterturon – wurden von OSCHMANN (1958: 81 ff.) eingehend diskutiert. Seine Einstufung ins oberste Cenoman/unterste Turon wurde durch WEISS (1981, 1982) und RISCH (in dieser Arbeit) mittels planktonischer Foraminiferen bestätigt.

Danach gehören die basalen 2,3 m noch zur obercenomanen *cushmani*-Zone. Dafür spricht auch die Makrofauna mit *Inoceramus pictus bohemicus* LEONHARD, *Actinocamax plenus* BLAINV. und den Ammoniten. Ähnliche Ammonitenfaunen mit *Calycoceras naviculare, Pseudocalycoceras dentonense, Euomphaloceras septemseriatum, Metoicoceras geslinianum* und *Vascoceras diartianum* sind aus der *M. geslinianum/S. gracile*-Zone des obersten Cenoman des Anglo-Pariser Beckens (u. a. WRIGHT & KENNEDY 1981, KENNEDY & JUIGNET 1981, AMÉDRO et al. 1981, ROBASZYNSKI et al. 1982) beschrieben worden bzw. zusätzlich mit *Worthoceras vermiculum* und *Hemiptychoceras reesidei* aus dem mittleren Westen der USA. *Rotalipora cushmani* reicht über das letzte Vorkommen von *M. geslinianum* in der Kalkmergelbank bis mindestens 2,3 m. Die darüber folgenden 1,7 m Mergel enthalten eine Foraminiferen-Fauna der *archaeocretacea*-Zone, und ab 4 m über der Basis beginnt die *helvetica*-Zone des Unterturons.

Beim Vergleich mit der Sächsisch-Böhmischen Kreide (und den in Oberösterreich erbohrten Vorkommen [WESSELY et al. 1981]) fällt eine gewisse Übereinstimmung in der faziellen Entwicklung des Obercenoman auf: über glaukonitreichen Sandsteinen folgen Mergel und Kalkmergel, die schließlich in Mergelkalke übergehen. Diese zur *plenus*-Zone gerechneten Mergel und Kalkmergel – Dölzschener Schichten in Sachsen (PRESCHER 1981: 370) bzw. die höheren Korycany-Schichten in Böhmen (ČECH et al. 1980: 284, KLEIN et al. 1982: 40) – lieferten zwar vergleichbare Muschel-Faunen und *Actinocamax plenus,* Ammoniten und Mikrofaunen blieben jedoch bislang auf einzelne Vorkommen beschränkt *(M. geslinianum* in Sachsen, *C.* cf. *naviculare* in Böhmen). Eine Sedimentationsunterbrechung, wie sie KLEIN et al. (1982: 43) teilweise für Böhmen annehmen, ist für den zentralen Bereich

des Regensburger Golfes nicht nachweisbar; über der Kalkmergelbank setzt sich die Mergelfazies der basalen 2 m unverändert fort.

Eine direkte Meeresverbindung zwischen Regensburger und Sächsisch-Böhmischer Kreide über die Mitteldeutsche Schwelle bestand zur Zeit der Eibrunner Mergel nicht und dürfte auch später nicht bestanden haben. Die viel zitierten engen Faunenbeziehungen sind durch die sehr ähnliche fazielle Entwicklung und damit den sehr ähnlichen ökologischen Verhältnissen zu erklären. Ein direkter Faunenaustausch war jedoch über eine östlich des Böhmischen Massivs gelegene Meeresverbindung möglich.

Eine interessante Parallelentwicklung besteht mit dem östlichen Niedersachsen. Auch dort ist das Vorkommen von *Actinocamax plenus* (Blainv.) auf einen nur geringmächtigen Horizont, die sog. *plenus*-Bank beschränkt (vgl. S. 129), an deren Basis – ähnlich wie am Benberg – eine regional bedeutsame *Chondrites*-Lage auftritt. Im Regensburger Raum ist die *Chondrites*-Lage mit einer identischen Fauna noch ca. 5 km südlich am Winzerberg ausgebildet; am Mühlberg bei Bad Abbach konnte sie nicht nachgewiesen werden. Von der ca. 100 km südöstlich in der Braunauer Senke gelegenen Bohrung Birnbach 1 wurde jedoch eine *Chondrites*-Lage in etwa gleicher stratigraphischer Position aus einer den Eibrunner Mergeln vergleichbaren Abfolge von dunklen Mergeln aus der Teufe von 1360–1369 m beschrieben, die nach der kurzen Charakterisierung – ,,schwarze Mergelkalke mit vielen Fischresten, Pecten, kleinwüchsiger Muschelfauna, Fucoiden, Schwefelkiesknöllchen..." (unveröffentl. Ber.) – gut den Verhältnissen am Benberg entspräche. Nach Risch (1983: 145) sind die Mergel ab 1364,50 Teufe zur obercenomanen *cushmani*-Zone zu rechnen, ab 1358,70 m zur unterturonen *helvetica*-Zone.

LITERATUR

AMÉDRO, F., BADILLET, G. & ROBASZYNSKI, F. (1981): Un horizon à *Pseudocalycoceras* (Ammonoidea) dans les Marnes à Ostracées de l'Anjou (Cénomanien supérieur). – Ann. Soc. Géol. Nord. **99:** 491–498, Taf. 17–18, 3 Abb.; Villeneuve.

BAUBERGER, W., CRAMER, P. & TILLMANN, H. (1969): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25000 Blatt Nr. 6938 Regensburg. – 414 S., 33 Abb., 17 Tab.; München.

ČECH, S., KLEIN, V., KŘÍŽ, J. & VALEČKA, J. (1980): Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. – Věst. Ústřed. úst. geol. **55:** 277–296, 11 Abb.; Prag.

CHANCELLOR, G. R. (1982): Cenomanian-Turonian ammonites from Coahuila, Mexico. – Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N. S. **9,** (1982): 77–129, 70 Abb.; Uppsala.

COBBAN, W. A. & SCOTT, G. R. (1972): Stratigraphy and ammonite fauna of the Graneros Shale and Greenhorn Limestone near Pueblo, Colorado. – Prof. pap. U. S. geol. Surv. **645,** 108 S., 39 Taf., 52 Abb.; Washington.

COOPER, M. R. (1978): Uppermost Cenomanian – basal Turonian ammonites from Salinas, Angola. – Ann. S. Afr. Mus. **75:** 51–152, 39 Abb.; Cape Town.

DACQUÉ, E. (1939): Die Fauna der Regensburg-Kelheimer Oberkreide (mit Ausschluß der Spongien und Bryozoen). – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Abt., N. F. **45,** 218 S., 17 Taf.; München.

ERNST, G., SCHMID, F. & SEIBERTZ, E. (1983): Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – Zitteliana **10:** 531–554, 7 Abb.; München.

FAY, M., FÖRSTER, R. & MEYER, R. K. F. (1982): Exkursion A: Regensburg. – Kreide, 2. Symposium, München 1982, Exkursionsführer: A1–A52, 13 Abb.; München.

GRÜNDEL, J. (1982): Ostreen (Bivalvia) aus der Sächsischen Oberkreide II. – Abh. Staatl. Mus. Miner. Geol. Dresden **31:** 151–161, 5 Taf.; Dresden.

GÜMBEL, C. W. von (1868): Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. – 968 S., (Perthes); Gotha.

KENNEDY, W. J. (1971): Cenomanian ammonites from southern England. – Spec. Pap. Palaeont. **8,** 133 S., 64 Taf.; London.

— — & JUIGNET, P. (1977): *Ammonites diartianus* D'ORBIGNY, 1850, Vascoceratidae du Cénomanian Supérieur de Saint-Calais (Sarthe). – Géobios **10:** 583–595, 2 Taf., 3 Abb.; Lyon.

— — & — — (1981): Upper Cenomanian ammonites from the environs of Saumur, and the provenance of the types of *Ammonites vibrayeanus* and *Ammonites geslinianus.* – Cretaceous Research **2:** 19–49, 10 Abb.; London.

— — & JUIGNET, P. & HANCOCK, J. M. (1981): Upper Cenomanian ammonites from Anjou and the Vendée, western France. – Palaeontology **24:** 25–84, Taf. 3–17, 17 Abb.; London.

KLEIN, V., HERCOGOVÁ, J. & REJCHRT, M. (1982): Stratigraphie, Lithologie und Paläontologie der Kreide im Elbe-Faziesgebiet. – Sbor. geol. věd. **36:** 27–92, 10 Abb., 12 Taf.; Prag.

MARCINOWSKI, R. (1980): Cenomanian ammonites from German Democratic Republic, Poland, and the Soviet Union. – Acta Geol. Polonica **30:** 215–325, 20 Taf., 12 Abb.; Warschau.

MEYER, R. (1981): Die Küste des Obercenoman-Meeres (Oberkreide) westlich von Amberg. – Geol. Bl. NO-Bayern **31:** 306–321, 4 Abb.; Erlangen.

OSCHMANN, F. (1958): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. – 184 S., 3 Taf., 2 Abb.; München.

PRESCHER, H. (1981): Probleme der Korrelation des Cenomans und Turons in der Sächsischen und Böhmischen Kreide. – Z. geol. Wiss. **9:** 367–373; Berlin.

RENZ, O. (1982): The Cretaceous ammonites of Venezuela. – 132 S., 40 Taf., 91 Abb., (Birkhäuser) Basel.

RISCH, H. (1983): Zur Mikrobiostratigraphie der Regensburger Kreide. – Zitteliana **10:** 143–154, Taf. 1; München.

ROBASZYNSKI, F., ALCAYDÉ, G., AMÉDRO, F., BADILLET, G., DAMOTTE, R., FOUCHER, J. C., JARDINÉ, S., LEGOUX, O., MANIVIT, H., MONCIARDINI, C., SORNAY, J. (1982): Le Turonien de la région-type: Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. – Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine **6:** 119–225, 18 Taf., 24 Abb.; Pau.

SCHOLZ, G. (1979): Die Ammoniten des Vracon (Oberalb, *dispar*-Zone) des Bakony-Gebirges (Westungarn) und eine Revision der wichtigsten Vracon-Arten der westmediterranen Faunenprovinz. – Palaeontographica A **165:** 1–136, 30 Taf., 41 Abb.; Stuttgart.

STOLICZKA, F. (1863–1866): The fossil cephalopoda of the Cretaceous rocks of southern India. Ammonitidae with revision of the Nautilidae & c. – Mem. geol. Surv. India (1), Palaeont. indica **3:** 41–216, Taf. 26–94; Calcutta.

TRÖGER, K. A. (1981): Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropa. – Newsl. Stratigr. **9:** 139–156, 8 Abb.; Berlin.

WEISS, W. (1981): Regensburger Kreide. – Geol. Bavarica **82:** 279–282, Abb. G6; München.

— — (1982): Planktonische Foraminiferen aus dem Cenoman und Turon von Nordwest- und Süddeutschland. – Palaeontographica A **178:** 49–108, 6 Taf., 9 Abb.; Stuttgart.

WESSELY, G., SCHREIBER, O. S. & FUCHS, R. (1981): Lithofazies und Mikrostratigraphie der Mittel- und Oberkreide des Molasseuntergrundes im östlichen Oberösterreich. – Jahrb. Geol. B.-A. **124:** 175–281, 20 Taf., 5 Abb.; Wien.

WIEDMANN, J. (1965): Origin, limits, and systematic position of *Scaphites.* – Palaeontology **8:** 397–453, Taf. 53–60, 16 Abb.; London.

— — & SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mühlheim-Broich, SW-Westfalen. – IUGS, ser. A., Nr. **6** (Aspekte der Kreide Europas): 645–680, 10 Taf., 10 Abb., Stuttgart.

WOODS, H. (1896): The Mollusca of the Chalk Rock. – Quart. J. Geol. Soc. **52:** 68–98, Taf. 2–4; London.

WRIGHT, C. W. & KENNEDY, W. J. (1981): The Ammonoidea of the Plenus Marls and the Middle Chalk. – Palaeontogr. Soc. Monogr. **134** (Nr. 560), 148 S., 32 Taf., 39 Abb.; London.

Tafel 1

Fig. 1–9:	*Worthoceras vermiculum* (SHUMARD)	
Fig. 1:	BSP 1982 XIX 58, ×6	
Fig. 2:	BSP 1982 XIX 59, ×6	
Fig. 3:	BSP 1982 XIX 64, ×6	Übergang zu *W.* ,,*gibbosum*"
Fig. 4:	BSP 1982 XIX 61, ×6	
Fig. 5:	BSP 1982 XIX 63, ×8	
Fig. 6:	BSP 1982 XIX 53, ×6	= *W.* ,,*gibbosum*"
Fig. 7:	BSP 1982 XIX 54, ×5	= *W.* ,,*gibbosum*"
Fig. 8:	BSP 1982 XIX 57, ×6	
Fig. 9:	BSP 1982 XIX 65, ×8	


1
2
3
4
5
6
7
8
9

Tafel 2

Fig. 1– 4: *Pseudocalycoceras dentonense* (MOREMAN)

Fig. 1: BSP 1982 XIX 16, ×1½
Fig. 2: BSP 1982 XIX 15, ×1
Fig. 3: BSP 1982 XIX 14, ×1
Fig. 4: BSP 1982 XIX 20, ×1

Fig. 5: *Calycoceras* sp., cf. *naviculare* (MANTELL)
BSP AS XVII 8, ×1; höherer Grünsandstein, Kapfelberg bei Kelheim; Original DACQUÉ (1939: 69, Taf. IV, Fig. 2, 2a)

Fig. 6– 7: *Pseudocalycoceras* cf. *harpax* (STOLICZKA)
Fig. 6: BSP 1982 XIX 21, ×1
Fig. 7: BSP 1982 XIX 22, ×1

Fig. 8–12: *Calycoceras naviculare* (MANTELL)
Fig. 8: BSP 1982 XIX 35, ×1
Fig. 9: BSP 1982 XIX 26, ×1
Fig. 10: BSP 1982 XIX 28, ×1
Fig. 11: BSP 1982 XIX 25, ×1
Fig. 12: BSP 1982 XIX 23, ×¾


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Tafel 3

Fig. 1–5: *Vascoceras diartianum* (D'ORBIGNY)

Fig. 1: BSP 1982 XIX 2, ×1½
Fig. 2: BSP 1982 XIX 8, ×1½
Fig. 3: BSP 1982 XIX 4, ×1½
Fig. 4: BSP 1982 XIX 3, ×1½
Fig. 5: BSP 1982 XIX 1, ×1½

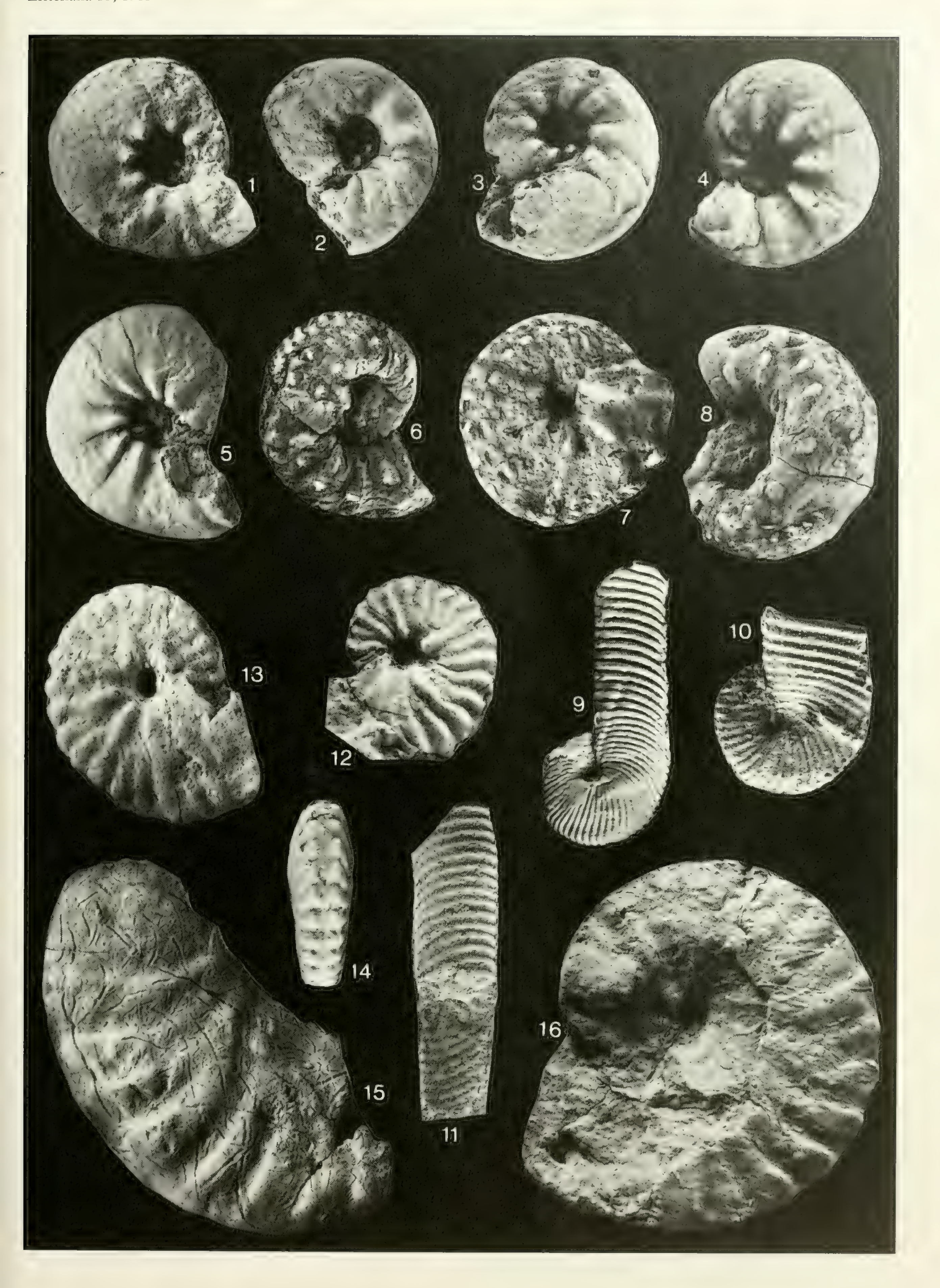
Fig. 6–8: *Euomphaloceras septemseriatum* (CRAGIN)
Fig. 6: BSP 1982 XIX 11, ×2
Fig. 7: BSP 1982 XIX 13, ×2
Fig. 8: BSP 1982 XIX 10, ×1½

Fig. 9–10: *Hemiptychoceras* cf. *reesidei* COBBAN & SCOTT
Fig. 9: BSP 1982 XIX 49, ×3
Fig. 10: BSP 1982 XIX 50, ×4

Fig. 11: ? *Hemiptychoceras* sp.
BSP 1982 XIX 52, ×1½

Fig. 12–16: *Metoicoceras geslinianum* (D'ORBIGNY)
Fig. 12: BSP 1982 XIX 43, ×1
Fig. 13: BSP 1982 XIX 40, ×1
Fig. 14: BSP 1982 XIX 47, ×1
Fig. 15: BSP 1982 XIX 48, ×¾
Fig. 16: BSP 1982 XIX 37, ×¾

alle Photo: F. HÖCK


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16



Zitteliana	**10**	143–153	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 - 9627

Zur Mikrobiostratigraphie der Regensburger Kreide

Von

HANS RISCH*)

Mit 1 Tafel

ABSTRACT

It is attempted to revise bore-profile subdivisions applying new results available on the planctonic foraminiferal zonation. Only minor differences exist in the purely marine part compared to TILLMANN (1964). The revision of microfossil determinations of the non-marine part, however, gives evidence that the first marine transgression over the Landshut–Neuötting up lift to the north took place as late as that of the Regensburg-Grünsandstein during Upper Cenomanian times. The microfauna of marine intercalations – as it was assumed earlier – in the underlying Amberger Erzformation, only consists of allochthonous reworked jurassic forms.

KURZFASSUNG

Mit Hilfe neuerer Daten zur Foraminiferen-Zonengliederung wird eine Teilrevision älterer Untergliederungen von Bohrprofilen versucht. Im rein marinen Anteil ergeben sich geringfügige Änderungen gegenüber TILLMANN (1964). Die Revision von Mikrofossilbestimmungen im nichtmarinen Anteil liefern – entgegen früheren Darstellungen – Hinweise dafür, daß der erste marine Vorstoß über das Landshut-Neuöttinger Hoch hinweg nach Norden erst mit dem Regensburger Grünsandstein im Obercenoman erfolgte. Die Mikrofaunen aus vermeintlich marinen Zwischenschaltungen der Amberger Erzformation im Liegenden bestehen ausschließlich aus umgelagerten Jura-Formen.

EINLEITUNG

Die Erforschung der Oberkreideablagerungen am Südwestrand der Böhmischen Masse hat, nach Untersuchungen von LEHNER, TRUSHEIM u. DACQUÉ in den zwanziger-dreißiger Jahren, nach dem Krieg einen Aufschwung erlebt, u. a. besonders durch Arbeiten von TILLMANN. Ihm standen Profile von durchlaufend gekernten Bohrungen zur Verfügung, sowohl aus dem Beckenzentrum der Regensburger Kreide im Molasseuntergrund – der Braunauer Senke – als auch aus tektonisch stärker beanspruchten Randbereichen, wie dem Amberg-Auerbacher Gebiet. Bei den Untersuchungen wurden Mikrofaunen ausgeschlämmt und – nach dem damaligen Stand der Kenntnisse, etwa ab 1952 – zur stratigraphischen Gliederung mit herangezogen. Sie sind – z. T. noch wenig bearbeitet – beim Bayerischen Geologischen Landesamt hinterlegt. Inzwischen hat die Erweiterung der Kenntnisse – besonders was die Zonengliederung mit planktonischen Foraminiferen betrifft – eine Überprüfung derselben wünschenswert erscheinen lassen. Sie wird derzeit durchgeführt. Hier soll über erste Ergebnisse (vgl. MEYER et al. 1981) ausführlicher berichtet werden. Zunächst wird die stratigraphische Einstufung ausgewählter Profilabschnitte im rein marinen Anteil der Braunauer Senke untersucht. Sodann geht es um eine Revision von Mikrofossilbestimmungen aus dem nichtmarinen Anteil – der Amberger Erzformation – im Liegenden der marinen Folge des nördlichen Randbereiches. Mikrofaunen aus zwischengeschalteten Tonlagen derselben wurden in das Alb bis Untercenoman eingestuft und als Beleg für einen zeitweiligen marinen Einfluß gewertet.

*) H. RISCH, Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstr. 28, 8000 München 22

A. TEIL REVISION VON MIKROFAUNEN DES MARINEN ANTEILS AUS ÄLTEREN BOHRUNGEN

Neben der laufenden mikrobiostratigraphischen Untergliederung neuerer Aufschluß- und Bohrprofile, die hier nicht berücksichtigt sind, wurde eine Teilrevision an Mikrofossilmaterial aus älteren Bohrprofilen durchgeführt. Eine wichtige Arbeitsgrundlage bildete dabei der Atlas zur Mittelkreide-Foraminiferen-Plankton-Zonierung (ROBASZYNSKI & CARON, 1979) sowie eine Reihe von Arbeiten aus dem Kreis der daran beteiligten Arbeitsgruppe europäischer Mikropaläontologen. Ziel war, anhand neuester mikropaläontologischer Bestimmungsliteratur bisherige Einstufungen und Gliederungen (TILLMANN, 1964, 151–155) zu überprüfen. Folgende Profilabschnitte in folgenden Bohrungen (vgl. MEYER et al. 1981: 70 u. Taf. 4) wurden genauer untersucht:

1. Bohrung Parkstetten 1 (1959, Blatt Münster 7034)
   a) Feinsandmergel, Cardienton, Weilloher Mergel
   b) Cenoman/Turon-Grenze (Eibrunner Mergel)
2. Bohrung Birnbach 1 (1939, Blatt Birnbach 7544)
   a) Coniac/Santon-Grenze
   b) Cenoman/Turon-Grenze
3. Bohrung Barbing 1 (1959, Blatt Donaustauf 6939)
   a) Pulverturmschichten, Reinhausener Schichten
   b) Eibrunner Mergel mit Cenoman/Turon-Grenze

1. BOHRUNG PARKSTETTEN 1

a) Feinsandmergel, Cardienton, Weilloher Mergel

IV/425/1 (530,00–532,00 m) Feinsandmergel:
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Dicarinella assymetrica (SIGAL)
Alter: Unter-Santon *(concavata*-Zone)

–3 (555,00 m):
Marginotruncana marginata (REUSS)
Dicarinella concavata (BROTZEN)
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY)
Alter: Unter-Santon *(concavata*-Zone)

–6 (580,00–582,00 m):
Marginotruncana marginata
Marginotruncana pseudolinneiana
Archaeoglobigerina cretacea
Neoflabellina suturalis praecursor (WEDEKIND)
Alter: Unter-Santon/Coniac

–60 (649,20–650,20 m) Cardienton:
Marginotruncana paraconcavata PORTHAULT
Marginotruncana marginata (REUSS)
Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO
Alter: Coniac (concavata-Zone)

–69 (658,60–659,70 m):
Marginotruncana paraconcavata
Marginotruncana marginata
Marginotruncana coronata (BOLLI)
Archaeoglobigerina blowi
Archaeoglobigerina cretacea
Alter: Coniac *(concavata*-Zone)

–93 (685,90–686,90 m) Weilloher Mergel:
Dicarinella concavata
Marginotruncana sinuosa PORTHAULT
Marginotruncana pseudolinneiana
Alter: Coniac *(concavata*-Zone)

–98 (691,30–692,30 m):
Dicarinella concavata
Dicarinella primitiva (DALBIEZ)
Marginotruncana sinuosa
Marginotruncana pseudolinneiana
Alter: Coniac *(concavata*-Zone)

–104 (697,60–698,50 m):
Dicarinella concavata
Marginotruncana sinuosa
Marginotruncana marginata
Marginotruncana sigali (REICHEL)
Alter: Coniac *(concavata*-Zone)

Ergebnis: In Übereinstimmung mit TILLMANN (1964) kann bestätigt werden, daß die Feinsandmergel bis in das Untersanton hinaufreichen und der Cardienton dem Coniac zuzurechnen ist. Die Weilloher Mergel dagegen sind nicht, wie bei TILLMANN, in das Oberturon, sondern ebenfalls schon in das Coniac einzustufen. Aus dem entsprechendem Abschnitt der Bohrung Barbing liegen keine Mikrofaunen vor. Von der Bohrung Birnbach 1 gibt es zwei relativ reiche Mikrofaunen aus deren tiefstem Teil, die jedoch bisher keine genauere Einstufung zulassen.

b) Cenoman/Turon-Grenze (Eibrunner Mergel)

IV/425/136 (805,10–806,15 m):
Dicarinella hagni (SCHEIBNEROVA)
Dicarinella imbricata (MORNOD)
Whiteinella brittonensis (LOEBLICH & TAPPAN)
Whiteinella paradubia (SIGAL)
Alter: Unter-Turon *(helvetica*-Zone)

–137 (806,15–807,30 m):
Praeglobotruncana helvetica (BOLLI)
Praeglobotruncana gibba KLAUS
Dicarinella hagni
Whiteinella archaeocretacea PESSAGNO
Alter: Unter-Turon *(helvetica*-Zone)

–138 (807,30–808,45 m):
Praeglobotruncana stephani
Dicarinella hagni
Dicarinella imbricata
Dicarinella algeriana (CARON)
Whiteinella baltica DOUGLAS & RANKIN
Alter: Oberstes Obercenoman bis unterstes Unterturon *(archaeocretacea*-Zone)

–139 (808,45–809,70 m):
Praeglobotruncana stephani
Dicarinella hagni
Dicarinella imbricata
Whiteinella archaeocretacea
Alter: Cenoman/Turon-Grenze *(archaeocretacea*-Zone)

–140 (810–810,10 m):
Praeglobotruncana praehelvetica (TRUJILLO)
Praeglobotruncana stephani
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER)
Whiteinella baltica
Whiteinella archaeocretacea
Alter: Oberstes Obercenoman *(archaeocretacea*-Zone)

–141 (811,50–811,70 m) Regensburger Grünsandstein:
Hedbergella cf. *hoelzli* (HAGN & ZEIL)
Alter: Oberstes Obercenoman *(archaeocretacea*-Zone ?)

Ergebnis: Die Cenoman/Turon-Grenze liegt etwa knapp 3 m über der Basis der Eibrunner Mergel. Nach TILL-

MANN (1964) fiel sie noch mit deren Oberkante zusammen. OHMERT (1967) erkannte einen scharfen Faunenschnitt 4 m über der Basis. Außerdem konstatierte er das Einsetzen zweikieliger Globotruncanen 2 m über der Basis. Nach neuerem Stand handelt es sich dabei jedoch um die Gattung *Dicarinella*, die ab dem obersten Cenoman vorkommt. Bemerkenswert ist vielleicht auch, daß hier der tiefere Teil der Eibrunner Mergel (und eventuell auch der höchste Teil des Regensburger Grünsandsteins) noch der *archaeocretacea*-Zone anzugehören scheint.

2. BOHRUNG BIRNBACH 1

a) Coniac/Santon-Grenze

K 14/50 (987,70 m):
Marginotruncana pseudolinneiana
Archaeoglobigerina cretacea
Stensiöina praeexculpta (KELLER)
Neoflabellina suturalis praecursor (WEDEKIND)
Neoflabellina ovalis (WEDEKIND)
Alter: Santon

– (1021,30 m):
Dicarinella concavata
Marginotruncana paraconcavata
Alter: (höheres Coniac ?–) Unter-Santon *(concavata*-Zone)

– (1086,30 m):
Dicarinella concavata
Archaeoglobigerina cretacea
Stensiöina praeexculpta
Alter: (höheres Coniac ?–) Unter-Santon *(concavata*-Zone)

– (1097,40 m):
Dicarinella concavata
Marginotruncana paraconcavata
Marginotruncana coronata
Marginotruncana tarfayensis (LEHMANN)
Archaeoglobigerina cretacea
Neoflabellina praerugosa HILTERMANN
Alter: höheres Coniac bis unterstes Santon *(concavata*-Zone)

– (1108,70 m):
Dicarinella concavata
Marginotruncana sinuosa
Marginotruncana marginata
Archaeoglobigerina cretacea
Alter: höheres Coniac (-unterstes Santon?) *(concavata*-Zone)

– (1135,80 m):
Marginotruncana marginata
Marginotruncana sinuosa
Archaeoglobigerina cretacea
Karsteneis karstenei karstenei (REUSS)
Alter: höheres Coniac

Ergebnis: Die von TILLMANN (1964) festgelegte Grenze liegt im Bereich der concavata-Zone

b) Cenoman/Turon-Grenze

K 14/50 (1344,00 m):
Marginotruncana renzi (GANDOLFI)
Praeglobotruncana praehelvetica (TRUJILLO)
Praeglobotruncana aumalensis (SIGAL)
Whiteinella baltica DOUGLAS & RANKIN
Whiteinella archaeocretacea PESSAGNO
Cythereis longaeva adulescens OHMERT
Alter: Mittel-Turon (höhere *helvetica*-Zone)

– (1358,70 m):
Dicarinella hagni
Dicarinella imbricata
Praeglobotruncana helvetica
Praeglobotruncana stephani
Praeglobotruncana gibba
Whiteinella archaeocretacea
Whiteinella paradubia
Alter: Unter-Turon (tiefere *helvetica*-Zone)

– (1364,40 m):
Rotalipora cushmani
Praeglobotruncana aumalensis
Praeglobotruncana stephani
Alter: Ober-Cenoman (höchste *cushmani*-Zone)

Ergebnis: In diesem Profilabschnitt ergibt sich eine völlig neue Gliederung. Die nach TILLMANN (1964) mittelturonen Mergelkalke und Mergel gehören im tieferen Teil (ab 1364,50 m) dem Ober-Cenoman an. Das bedeutet, daß dem Regensburger Grünsandstein hier eine größere Mächtigkeit (34,00 m gegenüber 1,30 m bisher) zukommt. Darüber ist Unter-Turon erstmals bei 1358,70 m und Mittel-Turon erst ab 1344,00 m nachweisbar.

3. BOHRUNG BARBING 1

a) Pulverturmschichten, Reinhausener Schichten

IV/426 (103,20 m) Pulverturmschichten:
Whiteinella sp.
Cythereis cf. *ambigua* OHMERT
Alter: Mittel-Turon

– (107,60 m) Glaukonitmergel:
Marginotruncana pseudolinneiana
Cythereis cf. *ambigua*
Cythereis cf. *subtilis* OHMERT
Mosaleberis interruptoidea (VAN VEEN)
Alter: Mittel-Turon

Die beiden folgenden Proben (120–124 m) aus den Eisbuckelschichten enthalten keine charakteristischen Leitformen. Als nächstälteres liegen erst wieder Proben aus den Reinhausener Schichten vor.

– (180,75 m) Reinhausener Schichten:
Marginotruncana sp.
Whiteinella archaeocretacea
Whiteinella baltica
Alter: Unter-Turon

Ergebnis: Die bisherige Gliederung kann mit wenigen Formen hinreichend bestätigt werden.

b) Eibrunner Mergel mit Cenoman/Turon-Grenze

Der unterste Teil der von TILLMANN als Reinhausener Schichten ausgeschiedenen Folge gehört nach der Mikrofauna schon zu den Eibrunner Mergeln.

IV/426 (181,90–183,00 m)
Marginotruncana renzi
Dicarinella hagni
Praeglobotruncana helvetica
Praeglobotruncana gibba
Whiteinella archaeocretacea
Whiteinella paradubia
Alter: Unter-Turon *(helvetica-Zone)*

– (185,20–186,20 m):
Dicarinella hagni
Praeglobotruncana helvetica
Praeglobotruncana gibba
Praeglobotruncana stephani
Praeglobotruncana delrioensis
Whiteinella archaeocretacea

Hedbergella ex gr. *simplex* (MORROW)
Alter: Unter-Turon (tiefste *helvetica*-Zone)
In dieser Probe dürfte auch noch die archaeocretacea-Zone enthalten sein.

– (186,20–187,20 m):
Rotalipora cushmani (MORROW)
Whiteinella baltica
Praeglobotruncana stephani
Alter: Ober-Cenoman (*cushmani*-Zone)

– (187,80–188,40 m):
Rotalipora cushmani
Whiteinella baltica
Whiteinella brittonensis
Alter: Ober-Cenoman (*cushmani*-Zone)

– (188,40–189,00 m):
Rotalipora cushmani
Whiteinella baltica
Alter: Ober-Cenoman (*cushmani*-Zone)

Die nächst tiefere Probe stammt erst wieder von der Basis des Regensburger Grünsandsteins (200,20 m), führt aber keine Mikrofauna. Die nächst tiefere, einzige Probe aus den Schutzfelsschichten (204,10 m) ist ebenfalls mikrofossilleer.

Ergebnis: Soweit Probenmaterial vorliegt, kann die bisherige Gliederung – mit Ausnahme der Cenoman/Turon-Grenze – bestätigt werden. Diese liegt innerhalb der Eibrunner Mergel oberhalb 186,20 m und damit ca. 3 m über deren Basis.

Zusammenfassung: Eine Teilrevision von Mikrofaunen aus drei älteren Bohrungen durch die Regensburger Kreide des Molasseuntergrundes im Gebiet von Regensburg, Straubing, Birnbach bestätigt die von TILLMANN bzw. TILLMANN & ZIEGLER (1964) getroffene Untergliederung weitgehend. Eine Änderung bzw. Neugliederung ergibt sich einmal im unteren Teil der Bohrung Birnbach 1. Zum anderen werden die Weilloher Mergel der Bohrung Parkstetten nicht mehr wie bisher in das Oberturon, sondern in das Coniac eingestuft. Die Cenoman/Turon-Grenze kann in allen drei Bohrungen auf den tieferen Teil der Eibrunner Mergel, ca. 3 m über deren jeweiliger Basis festgelegt werden.

B. REVISION VON MIKROFOSSILBESTIMMUNGEN AUS DER AMBERGER ERZFORMATION

EINFÜHRUNG

Die Diskussion bezüglich der Faziesinterpretation und stratigraphischen Einordnung der Amberger Erzformation (und der Schutzfelsschichten) reicht weit zurück (OSCHMANN, 1958, S. 66ff.; GUDDEN & TREIBS, 1961: 60ff.). Einige wesentliche Entwicklungsschritte der Forschung seien im folgenden kurz aufgeführt: FLURL (1792) erwähnt diverse Fossilien aus dem Nebengestein der Erzformation. VOITH (1841) erkennt als offenbar erster das Kreidealter der Erze. GÜMBEL (1868) parallelisiert – zumindest teilweise – die Erzformation mit den Schutzfelsschichten und stuft sie (1891) schon mit Sicherheit als tiefste Oberkreidebildungen (Cenoman) ein. Aufgrund von Pflanzenfunden setzt er sie mit den Niederschönauer Schichten Sachsens und den Perucer Schichten Böhmens (vgl. CECH et al. 1980, PRESCHER, 1981) altersmäßig gleich. ROTHPLETZ (1913) hält als Beginn der Schutzfelsschichtenbildung ein nur untercenomanes als auch teilweise präcenomanes Alter für möglich.

Die Faziesinterpretation eines fossilführenden Kreidetones vom Hirschwald, südlich Amberg (KLÜPFEL, 1919) führt erstmals dazu, zwischen Malm und Erzformation eine marine Ingression anzunehmen. Aus im Auerbacher Erz eingeschlossenen Letten schlämmt FINK (1928) „Seeigelstacheln mit typisch kretazischen Formen" aus. Dies bestätigt scheinbar die präcenomane Einstufung der Erzformation durch SEEMANN (1925). LEHNER (1924, 1935, 1936, 1937) beruft sich bei der Einstufung der Schutzfelsschichten als Früh- bzw. Unter-Cenoman auf JACUBOWSKI (1921), der aus Weinbergletten bei Schwandorf eine marine Unterkreide-Fauna meldet. Hierzu schreibt TILLMANN (1963): „den Fund von JACUBOWSKI kann ich bestätigen". Nach DACQUÉ (1939: 18) „kann die Schutzfelsschichtenbildung durchaus noch untercenomanisch sein". CRAMER & TREIBS (1951: 158) sprechen von Karsthohlformen, die „von präcenomanen Schutzfelsschichten erfüllt sind".

TILLMANN (in TILLMANN & TREIBS, 1967) schließlich führt, neben Ooiden und Glaukonitgehalt, Makrofaunen – unbestimmbare Muscheln, Belemniten, Bryozoen, Schwammnadeln, Seeigelstacheln und Fischzähnchen – als Beweis für den zeitweiligen marinen Charakter der Erzformation an. Er beruft sich dabei u. a. auch auf JACUBOWSKI (l. c.). Die erste Richtigstellung TRUSHEIM's (l. c.), der den Weinbergletten JACUBOWSKIS – schon allein nach der Petrographie und den darin enthaltenen Fossilien durch Nachbestimmung – eindeutig als dem Dogger zugehörig identifziert, wird gar nicht erwähnt, ebenso wenig seine zweite, nach der der marine Unterkreideton KLÜPPEL's (l. c.) als Fehldiagnose – „fossilführenden Eybrunner Tonen" entstammend – erkannt ist. Während TILLMANN (l. c.) nur die Erzformation für zeitweilig marin hält, versucht OSCHMANN (1958) auch für die Schutzfelsschichten einen zeitweiligen marinen Einfluß zu belegen und gleichzeitig die Datierung auf Cenoman einzuengen (l. c. S. 68). Als Beweis führt er eine „marine Mikrofauna cenomanen Alters" aus einem mittel- bis grobsandigen Glaukonitton von der Lokalität „Steinbruch an der Wiegen" auf Blatt Bad Abbach an. Er sieht diesen Ton nach Lagerung und petrographischer Ausbildung als eindeutig den Schutzfelsschichten zugehörig an. Dagegen ist folgendes einzuwenden: 1. Die „verstürzte Lagerung innerhalb eines Karsttrichters" (TILLMANN & TREIBS, 1963: 70) läßt diesen bisher einzigen Hinweis auf einen zeitweiligen marinen Charakter der Schutzfelsschichten als wenig überzeugend erscheinen. 2. Die Mikrofauna mit *Ataxophragmium depressum* (PERNER) – bisher nur ab dem Turon bekannt – läßt eher vermuten, daß hier nachgerutschte glaukonitische Partien von Eibunner Mergeln

oder auch Regensburger Grünsandstein beteiligt waren. Die limnofluviatilterrestrische Entstehung der Schutzfelsschichten ist ansonsten durch Trusheim (l. c.) genügend belegt.

Derselbe Autor (l. c. S. 46) spricht sich auch klar für eine Einlagerung der Amberger Erzformation in die Schutzfelsschichten – ,,mit denen sie durch alle Übergänge auf das innigste verknüpft sind“ – aus. Ihr Alter gibt er mit Unterkreide bis möglicherweise Untercenoman an. Die genauere Datierung der Obergrenze stellt er einer späteren Neubearbeitung der Kreidefaunen anheim. Diese, von Dacqué (1939) veröffentlicht, bestätigt mit *Acanthoceras naviculare* und *Pecten asper* ein mittel(?)- bis obercenomanes Alter des Grünsandsteins und damit die Möglichkeit eines untercenomanen Alters für die höheren Teile der Schutzfelsschichten.

Nach Cech et al. (1980: 280) verläuft in der Böhmischen Kreide die Grenze zwischen liegenden limnischen Perucer Schichten – altersmäßig den Schutzfelsschichten gleich (Gümbel, 1868) – und hangenden Korycaner Schichten diachron. *Inoceramus pictus* im höheren Teil der letzteren weist auf Obercenoman hin, *Inoceramus crippsi* und *Schloenbachia varians* im tieferen Teil könnten noch Mittelcenoman andeuten.

Pacltová (1977: 134, 1978: 103) engt das Alter des oberen Teils der Perucer Schichten mit Hilfe des Erstauftretens von Vertretern aus der Gruppe der Normapolles in Verbindung mit dem Vorkommen von triporaten Pollen auf das höhere Mittelcenoman *(Acanthoceras jukes-brownei*-Zone) ein.

Tillmann war schon lange vor der ersten mikropaläontologischen ,,Beweisführung“ von 1952–53 – trotz der Richtigstellungen von Trusheim (1936) – vom zeitweilig marinen Charakter der Erzformation und von deren Einsetzen“ zu Beginn des Cenomans“ (Tillmann, 1940, 547) überzeugt, so daß nicht auszuschließen ist, daß sich diese Überzeugung auch auf die mikropaläontologische Bearbeitung des von ihm, für seine eigenen Untersuchungen in Auftrag gegebenen Probenmaterials ausgewirkt haben könnte.

REVISION DER MIKROFAUNEN

Zum besseren Verständnis der in verschiedenen Erläuterungen zu geologischen Karten wiedergegebenen Ergebnisse der mikropaläontologischen Untersuchungen ist es angebracht, einen diesen zugrundeliegenden mikropaläontologischen Bericht vom 25. 7. 53 zu zitieren. Er betrifft Untersuchungen an Mikrofaunen aus basalen Tonen der Erzformation der Bohrung Bernreuth 86 (Archiv-Nr. K 53) aus den Teufen 158,80–161,60 m. Hier werden – wie auch schon vorher (siehe unten) – abgebrochene trochospirale Anfangswindungen von *Placopsilina cenomana* d'Orbigny und von ? *Trocholina* sp. (Taf. 1, Fig. 12–14), je nach Form und Anordnung der Kammern, als ,,*Globotruncana appenninica, Globotruncana roberti, Globigerina digitata* (?) bzw. *Globigerina subdigitata* (?)“ bestimmt. Bisherige Ergebnisse (vorherige Untersuchungen an den Bohrungen Etzmannsberg 5, Mariahilfberg 2 und Bernreuth 99 miteingeschlossen) werden wie folgt, zusammengefaßt: ,,Durch den schlechten Erhaltungszustand und das spärliche Vorkommen der betreffenden Mikrofossilien ist bis jetzt der einwandfreie Nachweis, mittels einer exakten spezifischen Bestimmung, noch nicht gelungen. Deswegen ist es auch schwierig, jetzt schon zu entscheiden, ob hier nun Mittel- oder Oberalb oder Untercenoman vorliegt. Man kann jetzt jedoch schon mit sehr großer Sicherheit sagen, daß die basalen Kreideschichten der Oberpfälzer Eisenerzlagerstätten u. a. Sedimente des Alb bis Untercenoman beinhalten.“

Etwas verwunderlich daran ist am Schluß die bereits deutliche Beschränkung einzig noch auf die Fragestellung Untercenoman oder auch noch Alb?, die bei allen weiteren Untersuchungen (s. u.) allein mehr im Vordergrund steht, obwohl doch zu Beginn noch der einwandfreie Nachweis für Alb bis Untercenoman überhaupt in Frage gestellt ist.

In der schon o. a. Bohrung Etzmannsberg 5 (Archiv-Nr. K 57), Blatt Sulzbach-Rosenberg (Gudden & Treibs, 1961), die gleich zweimal die Erzformation durchteuft, wird bei 27,10 m und bei 29,50 m, neben ,,Unter-Dogger-Foraminiferen“ (!) eine rotaliide Kalkschalerform: *Robulus* sp. als Kreide-Anzeiger aufgeführt. Bei einer späteren Durchsicht wird am Rand vermerkt, daß es sich dabei doch wohl nur um eine *Lenticulina* sp. handle und damit die Mikrofauna keine stratigraphische Einstufung erlaube. Diese Berichtigung, die durch die jetzige Revision bestätigt werden kann, bleibt – wie noch einige andere (s. u.) – unpubliziert. Eine weitere Probe aus der zum zweitenmal in dieser Bohrung bei 135,80–138,20 m durchteuften Erzformation soll *Schackoina* sp. enthalten. Die jetzige Revision kommt zu dem Schluß, daß es sich auch hier nur um abgebrochene Anfangswindungen von *Placopsilina cenomana* handelt.

Die Art ist keineswegs – wie der Name vermuten lassen könnte – auf das Cenoman beschränkt. Sie kommt ebenso schon im Malm vor (vgl. Seibold, 1960; Oesterle, 1968; Groiss, 1970). Ihre Anfangswindungen bilden aber – und hier liegt der Ursprung der Kette von Verwechslungen – Formen aus, die eine gewisse Ähnlichkeit mit planktonischen Formen wie *Globotruncana appenninica, G. roberti, Globigerina subdigitata* und auch *Schackoina* sp. aufweisen.

Aus der ebenfalls o. a. Bohrung Mariahilfberg 2 (Archiv-Nr. K 10) sollen bei 30 m ,,neben umgelagerter Dogger-Mikrofauna (!) Globotruncanen- und Globigerinen-ähnliche korrodierte Kalkschaler – wenngleich für eine nähere stratigraphische Einstufung unbrauchbar – ein Oberkreide-Alter belegen“ (Bericht vom 18. 3. 53). Bei einer späteren Durchsicht wird, wie auch die jetzige Revision bestätigt, wieder am Rand vermerkt, daß in der Probe gar keine Kreideformen vorhanden seien.

Auch in der Bohrung Bernreuth 99 (Archiv-Nr. K 51) auf Blatt Auerbach (Tillmann & Treibs, 1967, Beilage 6) wird bei 104,00–104,10 m neben *Textulariidae* ein *Robulus* sp. als Beweis für Oberkreide angeführt, nach der jetzigen Revision auch nur eine *Lenticulina* sp.. Bei 163,50–164,10 m kommen viele Individuen einer einzigen Plankton-Art: ,,*Globigerina*“ *helvetojurassica* Haeusler (Taf. 1, Fig. 10–11) neben vereinzelten Resten von *Placopsilina* sp. vor. Sie sind (l. c.) als *Globigerina* aff. *subdigitata* bestimmt und in das Alb-Untercenoman eingestuft.

Jura-,,Globigerinen“ waren um diese Zeit noch weniger bekannt, so daß die Verwechslung mit Kreide-Hedbergellen leicht möglich war, besonders im Zusammenhang mit anderem vermeintlichem Kreide-Plankton *(Placopsilina* sp.).

Überhaupt gab es zum damaligen Zeitpunkt noch keine Plankton-Forschung unter Zuhilfenahme des Stereoscan.

Die mikropaläontologische Abteilung am Bayerischen Geologischen Landesamt war sowieso erst im Aufbau begriffen und gleich mit sehr vielfältigen Aufgaben und Problemstellungen befaßt. Die Amberger Erzformation stellte da nur ein kleines Problem unter vielen größeren dar. Für sie stand nicht nur eine Einstufung zwischen Malm und mittel- bis obercenomanem Regensburger Grünsandstein fest. Pflanzenfunde (Angiospermen) in Tonen der mit der Erzformation zumindest teilweise verzahnten Schutzfelsschichten (Gümbel, 1868, Trusheim 1936: 41) engten „in Anlehnung an Magdefrau (1953) „schon zum damaligen Zeitpunkt das Alter bereits auf etwa Apt-Cenoman ein (Oschmann, 1958: 68) und der marine Charakter der Basistone der Erzformation war durch Makrofossilfunde (Klüpfel, 1919, Jacubowski, 1921) scheinbar bewiesen. Erste Funde von vermeintlich autochthonen marinen Mikrofaunen (benthonische Kalk- und Sandschaler) um 1952, erbrachten dafür sozusagen den letzten Beweis und ließen Zweifel an den Richtigstellungen Trusheim's aufkommen. Als dann auch noch vermeintliche planktonische Alb-Cenoman-Foraminiferen gefunden wurden, wandelten sich diese Zweifel in Gewißheit um. Es blieb in der Tat nur noch die Frage noch der stratigraphischen Einengung – auf Untercenoman allein oder noch zusätzlich auf Alb – offen.

Dieser Frage wurde in der Folgezeit in Untersuchungen an Bohrmaterial nachgegangen. Dabei fanden sich weitere benthonische Foraminiferen, Sand- und Kalkschaler, die die Einstufung Alb bis Untercenoman zu bestätigen schienen, ohne jedoch eine weitere stratigraphische Einengung zu erlauben. Hierzu die folgenden Beispiele, die aus Bohrungen auf Blatt Amberg stammen (Tillmann & Treibs, 1963).

1. Unterer Querschlag beim Neuen Wetterschacht im Amberger Erzberg, Profil 15 (l. c., S. 208–213):

   Aus dem Basiston der Unteren Erzformation wird bei 5,40 m (Probe Nr. A 50/54) neben Sandschalern wie *Glomospira* sp., *Saccorhiza* sp., *Textularia* sp. und *Trochammina* sp., eine fragliche rotaliide Form: *Globotruncana* sp. ? angeführt, und in der Oberen Erzformation bei 19,40 m (Probe Nr. A 60/54) neben Sandschalern wie *Textularia* sp., *Trochammina* sp. und *Ammobaculites* sp. eine weitere fragliche Form: *Bigenerina* sp. ?. Beide Formen – *Globotruncana* sp. ? und *Bigenerina* sp. ? – sollen den Verdacht auf Kreide nahelegen. Die jetzige Revision ergibt, daß es sich bei der ersten Form um einen unbestimmbaren Sandschalerrest handelt, der lediglich an eine *Globotruncana* sp. erinnert. *Bigenerina* sp. kommt als Beleg für Kreide nicht in Betracht, da sie schon im Oberjura mit verschiedenen Arten (Oesterle, 1968: 742 ff.) bekannt ist.

2. Tiefbohrung Schäflohe (Archiv-Nr. K 123):

   Hier wird bei 98,20–98,50 m neben *Ammodiscus tenuissimus* (Guembel) eine *Anomalina involuta* (Reuss) als Hinweis auf Kreide aufgeführt (l. c. S. 72). Bei der jetzigen Revision war diese Form nicht mehr auffindbar. *Anomalina*-ähnliche Formen sind aber ebenfalls schon im Oberjura bekannt, wie das folgende Beispiel zeigt.

3. Bohrung Engelsdorf 13 (Archiv-Nr. K 103):

   Aus dem Basiston der Erzformation wird bei 8,10–8,20 m (l. c. S. 78) angeführt: *Bulimina* D 17, *Anomalina* D 12, *Lenticulina* sp. Die beiden ersten Formen werden als Beweis für marine Kreide angesehen. Zusätzlich wird vermerkt, daß die Bestimmung nach Hecht (1938) erfolgte und daß sich dabei überraschende Ähnlichkeiten mit dem Faunenbild der *Leymeriella regularis*-Zone ergeben haben. Die jetzige Revision kommt zu dem Ergebnis, daß eine *Anomalina*-ähnliche Form vorhanden ist, daß es sich dabei jedoch um *Discorbis ? paraspis* (Schwager) handelt, wie von Oesterle (1968: 774) aus dem Malm des Schweizer Jura beschrieben. Eine *Bulimina* war nicht enthalten. Sie könnte aber nicht als Beweis gelten, da die Gattung schon ab dem Jura bekannt ist. Die verbleibende „Ähnlichkeit“ mit dem Faunenbild der *L. regularis*-Zone Norddeutschlands allein reicht nicht aus, um ein Kreidealter zu belegen.

4. Bohrung Krumbach 37 (Archiv-Nr. K 199):

   Bei 111,10–111,70 m (l. c. S. 80) wird mit *Valvulina karreri* (Uhlig) – neben anderen Sandschalern – „eindeutig Kreide“ determiniert. Bei der jetzigen Revision konnte keine *Valvulina karreri* gefunden werden, dagegen aber eine *Paalzowella feifeli* (Paalzow). Deren Vorkommen wiederum ist auf den Malm (Oxford) beschränkt.

5. In einer Zusammenschau (Tillmann & Treibs, l. c. S. 81) werden alle bis dahin aus der Erzformation der verschiedenen Reviere bestimmten Forminiferen aufgelistet. Es wird geprüft, ob damit außer Cenoman auch Alb nachweisbar sei und zunächst festgestellt, daß eine wünschenswert enge stratigraphische Einordnung nicht möglich sei. Zur Altersstellung heißt es – im folgenden auszugsweise zitiert – weiter: „Durch *Haplophragmium aequale* (Roemer) erweisen sich klar als Oberkreide die Proben... Sämtliche Formen aus früheren Berichten, die für Alb zu sprechen schienen, wurden einer genauen Beurteilung unterzogen... Alb konnte nicht nachgewiesen werden. Damit sind die o. a. Proben als Liegendes der Oberkreide zu betrachten (= tiefstes Cenoman).“
   Bei dieser genaueren Beurteilung wird an der Bestimmung „*Globotruncana*“ und „*Globigerina*“ festgehalten, obwohl in der Faunenliste zum ersten Mal *Placopsilina cenomana* auftaucht, dagegen keine *Globotruncana appenninica* mehr. Das deutet darauf hin, daß die erste grundlegende Verwechslung – kurz nach dem Erscheinen der Arbeit von Seibold (1960) – als solche erkannt ist. Die sich daraus nahezu zwangsläufig ergebende Frage, ob es sich eventuell auch bei den übrigen, als Beweis für marines Untercenoman aufgezählten Arten um Durchläufer handeln könnte, die wie *Placopsilina cenomana* selbst alle schon ab dem Oberjura auftreten, wird nicht gestellt.
   Haplophragmium aequale, extra als für Oberkreide beweiskräftige Form angeführt, entpuppt sich bei der jetzigen Revision als *Ammobaculites subcretaceus* Cushman & Alexander, ebenfalls schon im Oberjura bekannt (Oesterle, 1968, S. 737).

ERGEBNIS

Insgesamt kommt damit die jetzige Revision zu dem Ergebnis, daß weder die als Beweis für marines Untercenoman angeführten planktonischen, noch die benthonischen ,,Leitformen" einer genaueren Überprüfung standhalten und daß zusätzlich die Umlagerung aus Dogger-Malm-Schichten in mehreren Fällen durch die Begleitfauna nachweisbar ist. Hierzu wird im folgenden eine Übersicht über die wichtigsten, im Rahmen dieser Revision durchgeführten Neubestimmungen – jeweils mit dazugehöriger stratigraphischer Einstufung – gegeben.

Bohrung Bernreuth 86 (TILLMANN & TREIBS 1967, Beil. 6)

K 53, 159,6–161,5 m
,,*Globigerina*" cf. *helveto-jurassica* HAEUSLER
Trochammina pygmaea (HAEUSLER)
Trochammina rotundata E. & J. SEIBOLD
Haplophragmoides globigerinoides (HAEUSLER)
Textularia jurassica GUEMBEL
Tritaxis lobata (E. & J. SEIBOLD)
Subdelloidina haeusleri FRENTZEN
Placopsilina cenomana D'ORBIGNY
Thurammina sp.
Tolypammina sp.
Ammodiscus sp.
Miliolidae
Seeigelstacheln
u. a.
Alter: Unterer Malm

Bohrung Bernreuth 99 (TILLMANN & TREIBS, l. c.)

K 51, 104,00–104,10 m
Lenticulina sp.
Textularia sp.
Tolypammina sp.

163,50–164,10 m
,,*Globigerina* cf. *helveto-jurassica* HAEUSLER
Placopsilina sp.
Alter: Dogger-Malm

Bohrung Bernreuth 96 (TILLMANN et al. 1963, S. 81)

K 77, 104,00–112,30 m
Trochammina inflata (MONTAGU)
Trochammina pulchra ZIEGLER
Trochammina parva E. & J. SEIBOLD
Textularia cf. *jurassica* GUEMBEL
Ammobaculites suprajurassicus (SCHWAGER)
Proteonina ampullacea BRADY
Glomospira sp.
Rheophax sp.
Lituola sp.
Textularia sp.
Haplophragmium sp.
Fischzähnchen
u. a.
Alter: Dogger (-Malm)

Bohrung Krumbach 37 (TILLMANN et al. 1963, S. 80)

K 199, 111,10–111,70 m
Textularia cf. *jurassica* GUEMBEL
Paalzowella feifeli (PAALZOW)
Miliammina jurassica (HAEUSLER)
Cyclogyra sp.
Trochammina sp.
Alter: Dogger-Malm

Bohrung Schäflohe X (TILLMANN et al. 1963, S. 72)

K 123, 98,20–98,50 m
Ammodiscus sp.
Foraminiferenreste

Bohrung Engelsdorf 16 (TILLMANN et al. 1963, S. 74)

K 133, 1,90–2,65 m
Lenticulina div. sp.
Nodosaria sp.
Eoguttulina sp.
Ammodiscus sp.

Bohrung Engelsdorf 23 (TILLMANN et al. 1963, S. 74)

K 137, 4,30–5,10 m
Rheophax sp.
Ammobaculites sp.

Bohrung Bernreuth 129

K 241, 112,60–113,10 m
Haplophragmoides globigerinoides (HAEUSLER)
Trochammina rotundata E. & J. SEIBOLD
Bigenerina arcuata HAEUSLER
Textularia sp.
Tolypammina sp.
Glomospira sp.
Miliolide
Fischzähnchen
Seeigelstacheln
Alter: (Dogger-) Malm

Bohrung Bernreuth 130

K 243, 125,80–127,00 m
Textularia elongata (E. & J. SEIBOLD)
Paalzowella feifeli (PAALZOW)
Miliammina jurassica (HAEUSSLER)
Trochammina sp.
Ammodiscus sp.
Glomospira sp.
Textularia sp.
Haplophragmoides sp.
Ammobaculites sp.
Schwammskelette
Seeigelstacheln
Alter: (Dogger-) Malm

Zu vergleichbaren Ergebnissen kam schon GROISS in einer Arbeit von FREYBERG (1976). FREYBERG beruft sich darin auf GUDDEN & TREIBS (1961, S. 72), wo es heißt, daß eine altersmäßig nicht restlos gesicherte brackisch-marine Mikrofauna aus einem Ton, wenig über dem Malm, Relikte einer kurzfristigen Meeresüberflutung andeute. GUDDEN wiederum beruft sich auf TILLMANN (1954 und 1958), der Ockertone, Brauneisenerzlinsen, Sande und Glanzbraunkohle des Vilseck-Freihunger Reviers mit der Amberg-Auerbacher Erzformation parallelisiert und – jeweils an der Basis und auch noch mal im höheren Teil derselben, unter Berufung auf mikropaläontologische Bestimmungen (s. o.) – eine marin-brackische Fauna angibt. FREYBERG schreibt, daß er aufgrund dieser Angaben immer wieder Proben aus Tonhorizonten der Erzformation verschiedener Bohrungen entnommen habe. Diese wurden mikropaläontologisch von GROISS untersucht. Ergebnis: In den Proben fanden sich immer nur ,,verkieselte Kleinfaunen von jurassischem Charakter, wahrscheinlich aus dem Malm umgelagert".

SCHLUSSFOLGERUNGEN FÜR DIE PALÄOGEOGRAPHISCH-TEKTONISCHE ENTWICKLUNG

Dieses Ergebnis wurde wohl nicht wahrgenommen oder es kam gegen die nie widerrufenen, scheinbar mehrfach gesicherten mikropaläontologischen Befunde in den Proben von TILLMANN nicht an. Die ,,untercenomane Meeresbucht" (TILLMANN 1964, TILLMANN & TREIBS, 1967) lebte, wenn auch mit Fragezeichen versehen, weiter als ,,vielleicht zeitweilig brackisch-marine trogförmige Randtalzüge" (GUDDEN, 1975), als ,,Tümpel und Seen, die ... möglicherweise in den Einflußbereich des ... Oberkreidemeeres gelangten" (GALL et al. 1973) bzw. als ,,fjordartige marine Rinne ... Vorläufer des breiteren obercenomanen Golfes von Regensburg" (HERM, 1979). Nachdem sich durch die jetzt dargelegten Ergebnisse die Hauptargumente für einen marinen untercenomanen Vorstoß in das Gebiet nördlich der Linie des Landshut–Neuöttinger Hochs in Nichts auflösen, liegt die Schlußfolgerung einer rein limnofluviatil-terrestrischen Entstehung der Erzformation – analog derjenigen der Schutzfelsschichten – nahe. Glaukonitgehalte und Ooide lassen sich, ebenso wie die Mikrofaunen, durch Umlagerung aus Jura-Schichten erklären. Ein Unterkreide-Alter kommt, neben Unter- bis Mittelcenoman, wie bei den Schutzfelsschichten (TRUSHEIM, 1936), wieder in Betracht. Gleichzeitig wird auch offenkundig, daß der obercenomane Meeresvorstoß (vgl. auch KLEIN et al. 1979) ein relativ plötzliches Ereignis ohne vermittelnde Vorläufer darstellt. Diese Feststellung schließt eine Transgressionsdauer von vielen hundert Jahren, wie von TRUSHEIM (1936, S. 60) vorsichtig als Minimum geschätzt, durchaus noch mit ein. Seit dem Rückzug des Meeres im Berrias – bis auf eine Linie unmittelbar vor dem heutigen Kalkalpen-Nordrand (vgl. MEYER et al. 1981, Taf. 4, Fig. 1) – war das Meer noch zweimal bis zur Linie des Landshut–Neuöttinger Hochs vorgerückt, einmal im Valendis-Hauterive und noch mal im Apt-Alb. Dies ist jedoch – im Vergleich zum obercenomanen Meeresvorstoß – eher als ein Oszillieren der Meeresküste zu bezeichnen. Jetzt transgredierte das Meer erstmals wieder seit dem Malm – anknüpfend an NW-SE-streichende Bruchstrukturen – bis in den Raum nördlich von Regensburg – möglicherweise diachron während des Mittel- bis Obercenomans (LANGE & PAULUS, 1971), obwohl Mittel-Cenoman bisher, trotz Bemühen, nicht nachweisbar ist. Insgesamt läßt sich folgern, daß das Landshut–Neuöttinger Hoch bis in das mittlere Cenoman hinein eine Trennlinie zwischen festländischer Entwicklung im Norden und mariner Entwicklung im Süden darstellte.

Der plötzliche Vorstoß, der – ohne Übergang – voll marine Ablagerungen mit planktonischen Foraminiferen fast 150 km weit nach Norden vordringen ließ, deutet auf relativ abrupte Abbrüche randlicher Schollen von der bis in das Turon hinein synsedimentär aufsteigenden Böhmischen Masse hin. Diese stehen, als Teil des ,,Gesamtzerfalls des östlichen Teils des Mitteleuropäischen Festlandes während des Obercenoman" (TRÖGER, 1981, S. 163) wohl in Zusammenhang mit dem tektonischen Geschehen – Kollision und Aufschiebungen – am Südrand des Europäischen Schelfs.

ZUSAMMENFASSUNG

Die stratigraphisch-fazielle Interpretation der Amberger Erzformation als zeitweilig marine Ablagerung des Untercenoman, von TILLMANN schon 1940 und in der Folgezeit von 1954–1967 vertreten, geht zunächst auf Verwechslungen bei Makrofossilbestimmungen (KLÜPFEL, 1919, JACUBOWSI, 1921) zurück, die aber von TRUSHEIM (1936) richtiggestellt worden waren. Neuen Auftrieb erhielt sie, wieder durch Verwechslungen bei Bestimmungen – diesmal an Mikrofossilien – im Auftrag TILLMANN's seit 1952 am Bayerischen Geologischen Landesamt durchgeführt. Grundlegend wirkte sich dabei aus, daß trochospirale Anfangswindungen von *Placopsilina cenomana* als *Rotalipora appenninica* und Jura-,,Globigerinen" als Kreideplankton angesehen wurden. Beides zusammen führte nicht nur zu der o. a. Interpretation, sondern zog auch noch eine verstärkte Suche nach zusätzlichen benthonischen Leitformen zur Präzisierung der scheinbar gesicherten Einstufung ,,Alb bis Untercenoman" nach sich, woraus weitere Fehlbestimmungen resultierten. Diese sind bis heute nicht berichtigt, weshalb auch die o. a. Interpretation noch weiterlebt.

Die jetzt durchgeführte Revision der am Landesamt aufbewahrten Mikrofaunen holt dieses Versäumnis nach. Sie kommt zu dem Ergebnis, daß die Mikrofaunen alle aus Juraschichten umgelagert sind und kein Kreideplankton beinhalten. Damit entfällt der ,,zeitweilig marine Einfluß" zugunsten einer rein limnofluviatil-terrestrischen Deutung. Neben Unter- bis Mittelcenoman kommt wieder ein Unterkreidealter in Betracht. Paläogeographisch bedeutet das, daß das Landshut–Neuöttinger Hoch bis in das mittlere Cenoman hinein die Trennlinie zwischen festländischer Entwicklung im Norden und mariner Entwicklung im Süden bildete. Damit erhellt auch, daß die obercenomane Transgression, ein relativ plötzliches Ereignis ohne Übergang, einen Gipfelpunkt des tektonischen Zerfalls dieses Gebietes markiert.

LITERATURVERZEICHNIS

CECH, S., KLEIN, V., KRIZ, J. & VALECKA, J. (1980): Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. – Vest. Ustr. Ust. geol., **55**, 5, 277–296, 11 Abb., Prag.

CRAMER, H. & TREIBS, W. (1951): Geologische Exkursion durch die südliche Frankenalb. – Geologica Bavarica, **6**, 149–161, 1 Tab., 2 Abb., München.

DACQUE, E. (1939): Die Fauna der Regensburg-Kelheimer Oberkreide (mit Ausschluß der Spongien u. Bryozoen). – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt., N. F., **45**, 218 S., 17 Taf., München.

FINK, W. (1928): Die Eisenerzlagerstätten der oberpfälzisch-fränkischen Jura-Hochfläche. – In: SCHUSTER, M.: Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh. Abt. VI, 203–205, München.

FLURL, M. (1972): Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. – 642 S., 4 Taf. 1 geol. Kte, (Joseph Lentner) München.

FREYBERG, B. V. (1976): Der Nordwestrand des Gewölbes von Eschenfeld-Königstein (Frankenalb). – Geol. Bl. NO-Bayern, **26**, 157–187, 5 Abb., Erlangen.

GALL, H., MÜLLER, D. & YAMANI, A. (1973): Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Cenoman-Ablagerungen auf der südwestlichen Frankenalb (Bayern). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **143**, 1–22, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

GUDDEN, H. (1975): Die Kreidelagerstätten in Nordost-Bayern. – Geol. Jb., **D 10**, 201–238, Abb. 56–58, Taf. 5–6, Tab. 26–27, Hannover.

— — & TREIBS, W. (1961): Erl. Geol. Kte. Bayern 1:25000, Bl. 6436 Sulzbach-Rosenberg Nord. – 143 S., 6 Abb., 9 Beil. (Bayer. Geol. Amt) München.

HERM, D. (1979): Die süddeutsche Kreide – Ein Überblick. – In Aspekte der Kreide Europas, JUGS Series **A 6**, 85–106, 2 Abb., Stuttgart.

GROISS, J. T. (1970): Feinstratigraphische, ökologische u. zoogeographische Untersuchungen der Foraminiferen-Faunen im Oxford der Frankenalb. – Erlanger Geol. Abh., **81**, 1–83, 2 Tab. Erlangen.

GÜMBEL, C. W. V (1868): Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges. 968 S. (J. Perthes), Gotha.

— — (1891): Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura). – 763 S., Kassel.

JAKUBOWSKY, K. (1921): Geologische Untersuchungen im Gebiet des Bodenwöhrer Beckens. – Manuskript, Dissertation, Göttingen.

KLEIN, V., MÜLLER, V. & VALECKA, J. (1979): Lithofazielle und paläogeographische Entwicklung des Böhmischen Kreidebekkens. – In: Aspekte der Kreide Europas, JUGS Series **A 6**, 435–446, 6 Abb., Stuttgart.

KLÜPFEL, W. (1919): Zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Amberger Kreidebeckens. – Cbl. Mineral. etc., **19** u. **20**, 307–312, Stuttgart.

LANGE, H. & PAULUS, B. (1971): Stratigraphie und Fazies des Gault und Cenoman der Wasserburger Senke im Bayerischen Molasseuntergrund. – Erdöl-Erdgas 87. Jg., **1971**, 516, 150–163, 11 Abb., Wien-Hamburg.

LEHNER, L. (1924): Die Gliederung der fränkischen albüberdeckenden Kreide. – Cbl. Mineral. etc., **1924 B**, 176–181, Stuttgart.

— — (1935): Über das Cenoman auf dem Frankenjura bei Sulzbach. Studien über die fränkische albüberdeckende Kreide VII (Herausg. v. R. DEHM). – Zentralbl. Mineral. etc., **1935 B**, 417–422, Stuttgart.

— — (1936): Zur Lagerung, Schichtfolge und Paläogeographie der Fränkischen Kreide. Studien über die albüberdeckende Kreide IX (Herausg. v. R. DEHM). – Zentralbl. Mineral., **1936 B**, 362–369, Stuttgart.

— — (1937): Fauna u. Flora der Fränkischen albüberdeckenden Kreide I. Die Lamellibranchiaten (ohne Inoceramen). (Herausg. v. R. DEHM). – Paläontographica, **85**, A, 115–233, 2 Tab., 9 Taf., Stuttgart.

MÄGDEFRAU, K. (1953): Paläobiologie der Pflanzen. 2. Aufl., 438 S., 321 Abb. (G. Fischer), Jena.

MEYER, R. K. F., RISCH, H. & LANGE, H. (1981): Die Kreide. – In: Erl. Geol. Kte. Bayern 1:500000, 3. Aufl., 68–78, 2. Abb., 1 Tab., Taf. 4 (Bayer. Geol. L.-Amt), München.

OESTERLE, H. (1968): Foraminiferen der Typlokalität der Birmenstorfer Schichten, unterer Malm. – Eclogae geol. Helv., **61**, 2, 695–792, 53 Abb., Basel.

OHMERT, W. (1967): Die Ostracoden-Gattung Cythereis aus der Oberkreide Südbayerns. – Diss. Univ. München, 192 + VII S., 18 Abb., 9 Taf., München (Photodruck).

OSCHMANN, F. (1958): Erl. geol. Kte. Bayern 1:25000, Bl. 7038, Bad Abbach. – 184 S., 2 Abb., 3 Taf., 5 Beil. (Bayer. Geol. L.-Amt), München.

PACLTOVA, B. (1977): Cretaceous angiosperms of Bohemia-Central Europe. – Bot. Rev., **43**, 1, 128–142, 6 Abb., USA.

— — (1978): Significance of Palynology for the biostratigraphic division of the Cretaceous of Bohemia. – Paleont. Conf. Univ. Karlova, 1977, 93–108, 10 Fig., 6 Taf., Prag.

PRESCHER, H. (1981): Probleme der Korrelation des Cenomans u. Turons in der Sächsischen und Böhmischen Kreide. – Z. Geol. Wiss. Berlin, **9** (1981) 4, 367–373, 1 Tab., Berlin.

ROBASZYNSKI, F. & CARON (Coord.) (1979): Atlas de Foraminfères planctoniques du Crétacé moyen (mer boréale et Téthys) I et II. – Cahiers de Micropaleontólogie, **1**, 1–185, 11 Fig., 4 Tab., Taf. 1–39, et **2**, 1–181, 15 Fig., Taf. 40–80 (Edit. Centre Nat. Rech. Scient.) Paris.

ROTHPLETZ, A. (1913): Über die Amberger Erzformation. – Z. prakt. Geologie **21**, 249–260, Berlin.

SEEMANN, R. (1925): Die geologischen Verhältnisse längs der Amberg-Sulzbacher und Auerbach-Pegnitzer Störung. – Abh. Naturhist. Ges. Nürnberg, **22**, 3, 90–150, Nürnberg.

SEIBOLD, E. & I. (1960): Foraminiferen der Bank- und Schwamm-Fazies im unteren Malm Süddeutschlands. – N. Jb. Geol. u. Paläont. Abh. **109**, 3, 309–438, 22 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Stuttgart.

TILLMANN, H. (1940): Ergebnisse der geologischen Aufnahme der Freiburger Störungszone auf Blatt Kaltenbrunn Nr. 166 (Oberpfalz). – Z. deutsch. geol. Ges., **92**, 541–564, Berlin.

— — (1954): Die Kreide in Nordostbayern. – Erl. Geol. Kte. Bayern 1:500 000, 1. Aufl., 85–94 (Bayer. Geol. L.-Amt), München.

— — (1958): Erl. Geol. Kte. Bayern 1:25000 Bl. 6337 Kaltenbrunn. – 118 S., 2 Abb., 6 Beil. (Bayer. Geol. L.-Amt), München.

— — (1964): Kreide. – Erl. Geol. Kte. Bayern 1:500000, 2. Aufl., 141–161, Abb. 24–27, Tab. 8–11 (Bayer. Geol. L.-Amt), München.

— — & TREIBS, W. (1967): Erl. Geol. Kte. Bayern 1:25000, Bl. 6335, Auerbach. – 219 S., 6 Abb., 8 Taf., 7 Beil., 1 Profiltaf. (Bayer. Geol. L.-Amt), München.

— — TREIBS, W. & ZIEHR, H. (1963): Erl. Geol. Kte. Bayern 1:25000, Bl. 6537, Amberg. – 222 S., 25 Abb., 1 Taf., 2 Profiltaf. (Bayer. Geol. L.-Amt), München.

TRÖGER, K. A. (1981): Zu einigen Problemen der Alb-Cenoman-Transgression in Europa. – Z. angew. Geol., **27** (4), 160–163, 2 Abb., Berlin.

TRUSHEIM, F. (1936): Die geologische Geschichte Süddeutschlands während der Unterkreide u. des Cenomans. – N. Jb. Miner., Beil. Bd. **75 B**, 1–109, 24 Abb., 1 Tab., 2 Taf., 1 Beil., Stuttgart.

VOITH, J. V (1941): Das k. b. Berg- und Hüttenamt Bodenwöhr.

Tafel 1

Fig. 1–9 Zonenleitformen nach Erst- bzw. Letztauftreten im **Profil Benberg** (FÖRSTER, MEYER & RISCH)

Fig. 1–3. *Rotalipora cushmani* (MORROW)
Probe A 70/82
1. Dorsal (× 80) 2. Lateral (× 91) 3. Ventral (× 90)

Fig. 4–6. *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO
Probe A 74/82
4. Dorsal (× 100) 5. Lateral (× 130) Ventral (× 111)

Fig. 7–9. *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI)
Probe A 76/82
7. Dorsal (× 110) 8. Lateral (leicht verkippt) (× 120) 9. Ventral (× 119)

Fig. 10–14 Umgelagerte Jura-Foraminiferen aus den **Schutzfelsschichten** mit gewisser Ähnlichkeit zu planktonischen Kreide-Formen (RISCH)

Fig. 10–11. „*Globigerina*“ cf. *helveto-jurassica* HAEUSLER
Probe K 51, 163,50–164,10 m
Bohrung Bernreuth 99
umkristallisierte Individuen
10. Ventral (× 200) 11. Ventral (× 277)

Fig. 12–13. *Placopsilina cenomana* D'ORBIGNY
Probe K 53, 159,60–161,50 m
Bohrung Bernreuth 86
12. abgebrochener Anfangsteil (× 137)
13. Anfangsteil mit Folgekammern (× 87)

Fig. 14. ? *Trocholina* sp.
abgebrochener erster Umgang (× 135)
Probe K 53, 159,60–161,50 m
Bohrung Bernreuth 86


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14



Zitteliana	**10**	155–171	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate in den Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen)

Von

REINHARD GAUPP*)

Mit 7 Abbildungen und 2 Tafeln

KURZFASSUNG

Die klastische Sedimentserie der Losensteiner Schichten ist in den nördlichsten und tektonisch tiefsten Einheiten der Nördlichen Kalkalpen (Bajuvarikum) aufgeschlossen. Diese Sedimente umfassen Ton- und Siltsteine mit Einschaltungen von turbiditischen Sandsteinen, Geröllpeliten und Konglomeraten. Sie wurden während des Alb in kleinräumigen submarinen Fächern abgelagert. Sohlmarken an den turbiditischen Sandsteinen und nach Süden abnehmende Proximalität der Konglomerate belegen Paläoströmungsrichtungen aus Norden.

Die paläogeographische Einordnung des ursprünglich im Norden des Oberostalpin gelegenen Liefergebietes ist umstritten. Aus der vermuteten Position dieses Liefergebietes, das während einer Zeit erster intensiver, kompressiver tektonischer Bewegungen in der frühen orogenetischen Entwicklung der Alpen (Apt bis Campan) Detritus nach Süden schüttete, wurden paläotektonische Schlüsse gezogen.

Die Analyse der Konglomeratgerölle aus magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen ermöglicht die Rekonstruktion eines lithologischen Profils des Liefergebietes. Die Komponenten erweisen, daß mesozoische und paläozoische Gesteine über kontinentalem Kristallinsockel neben ophiolithischem Material erodiert wurden.

Diverse oberjurassische und unter- bis mittelkretazische Kalkgerölle zeigen Mikrofazies, die im Kalkalpin entweder selten oder unbekannt sind. Biodetritische Flachwasserkalke mit *Clypeina jurassica* FAVRE („Sulzfluh-Faziestyp") und mit unterkretazischen Dasycladaceen und Foraminiferen („Urgon-Faziestyp") konnten neben den für das kalkalpine Mesozoikum üblichen Gesteinstypen erkannt werden. Die Sedimentation im Herkunftsgebiet setzte sich unter flachmarinen Bedingungen, bei Zufuhr von siliziklastischem (teilweise ultrabasischem) Material, bis ins Apt/? Unteralb fort.

Ein Vergleich des lithologischen Profils des Herkunftsgebietes mit Gesteinen ostalpiner und penninischer Einheiten läßt darauf schließen, daß sich die klastischen Komponenten der Losensteiner Schichten aus einem Liefergebiet in unterostalpiner Position ableiten lassen.

ABSTRACT

During the Albian, the clastic sequence of the Losenstein Formation was deposited in the northern parts of the Upper Austroalpine realm (Eastern Alps). These sediments, which comprise pelites with intercalations of turbiditic sandstones, pebbly mudstones, and conglomeratic beds, were generated in small submarine fans. Paleocurrents from the north are indicated by bottom marks from turbiditic psammites and evidence of southward decreasing proximality in conglomerates.

The paleogeographic position of the source area, located north of the Upper Austroalpine, is controversial. Paleotectonic deductions were drawn from the assumed localizations of this source area, which supplied debris towards the south during a period (Aptian to Campanian) of first intensive compressional movements in the early alpine orogenic history.

The analysis of conglomerate pebbles, which include magmatic, metamorphic and sedimentary rocks, allows a reconstruction of a lithologic profile of the area of provenance. The components indicate that Mesozoic and Paleozoic rocks as well as ophiolitic material and crystalline basement rocks were exposed to erosion.

Microfacies studies of sedimentary rock components of conglomerates reveal Upper Jurassic and Lower to Middle Cretaceous lithologies, which are uncommon or not existing in the Upper Austroalpine stratigraphic column.

*) R. GAUPP, Technische Universität Berlin, Institut für Angewandte Geophysik, Petrologie und Lagerstättenforschung, Straße des 17. Juni 135, D-1000 Berlin 12.

Biodetrital shallow water limestones with *Clypeina jurassica* FAVRE („Sulzfluh-Faciestype") and with Lower Cretaceous Dasycladaceae and Foraminifera („Urgon-Faciestype") were recognized in addition to lithologies common in the Mesozoic stratigraphy of the Austroalpine unit. The sedimentation in the source area continued under shallow marine conditions, with introduction of siliciclastic (partly ultramafic) material, until the Aptian/Lower(?) Albian.

A comparison of the lithologic profile of the source area with lithologies of the Austroalpine and Penninic units shows that the clastic components of the Losenstein Beds were derived from an area in Lower Austroalpine position.

1. EINLEITUNG

Die klastische Sedimentfolge der Losensteiner Schichten (Unteralb bis Vraconien) ist auf die tiefsten tektonischen Stockwerke der Nördlichen Kalkalpen beschränkt (Tiefbajuvarikum). Es handelt sich um eine maximal 200 m mächtige Serie aus Ton- und Siltsteinen mit turbiditischen Sandsteinen, Geröllpeliten und Konglomeraten. Obwohl die Lithofaziestypen dieser Serie lateral und vertikal rasch wechseln, sind sie doch erstaunlich gleichförmig ausgebildet entlang des gesamten Kalkalpen-Nordrandes von Vorarlberg bis Wien.

Die diesem Artikel zugrunde liegenden Arbeiten erfassen grob-klastische Sedimente der Losensteiner Schichten zwischen dem Großen Walsertal/Vlbg. im Westen und Füssen/Allgäu im Osten (Abb. 1).

Die Ablagerung der Losensteiner Schichten (KOLLMANN 1968) erfolgte in einem Zeitabschnitt der Kreide, während dem geotektonische Bewegungen das Bild des alpinen Tethysraumes tiefgreifend umgestalteten. (DEWEY et al. 1973; TRÜMPY 1975; FRISCH 1976, 1981; DIETRICH 1976). Die Zerlegung der oberostalpinen, paläozoisch-mesozoischen Sedimentplatte und ihre Stapelung zu einem Deckenkomplex fand im wesentlichen während der Mittelkreide statt. Diese Vorgänge lassen sich erklären als Reaktion der sedimentären Hülle auf Verschuppungen bzw. Verkürzungen der unterlagernden kontinentalen Kruste (vgl. BÖGEL 1976) während der Schließung des Südpenninischen Ozeans im Norden des Ostalpin (zusammenfassende Darstellungen in TRÜMPY 1975, TOLLMANN 1976, OBERHAUSER 1980).

Die Sedimente der Losensteiner Schichten mit ihrem bunten Spektrum an „exotischen" Geröllen umstrittener Herkunft hatten früh die Aufmerksamkeit geologischer Bearbeiter auf sich gezogen (BROILI 1914; vgl. MÜLLER 1973). Aus der vermuteten Herkunft und der Zusammensetzung vor allem des kristallinen Detritus wurden sehr unterschiedliche paläotektonische und paläogeographische Schlüsse gezogen. Es

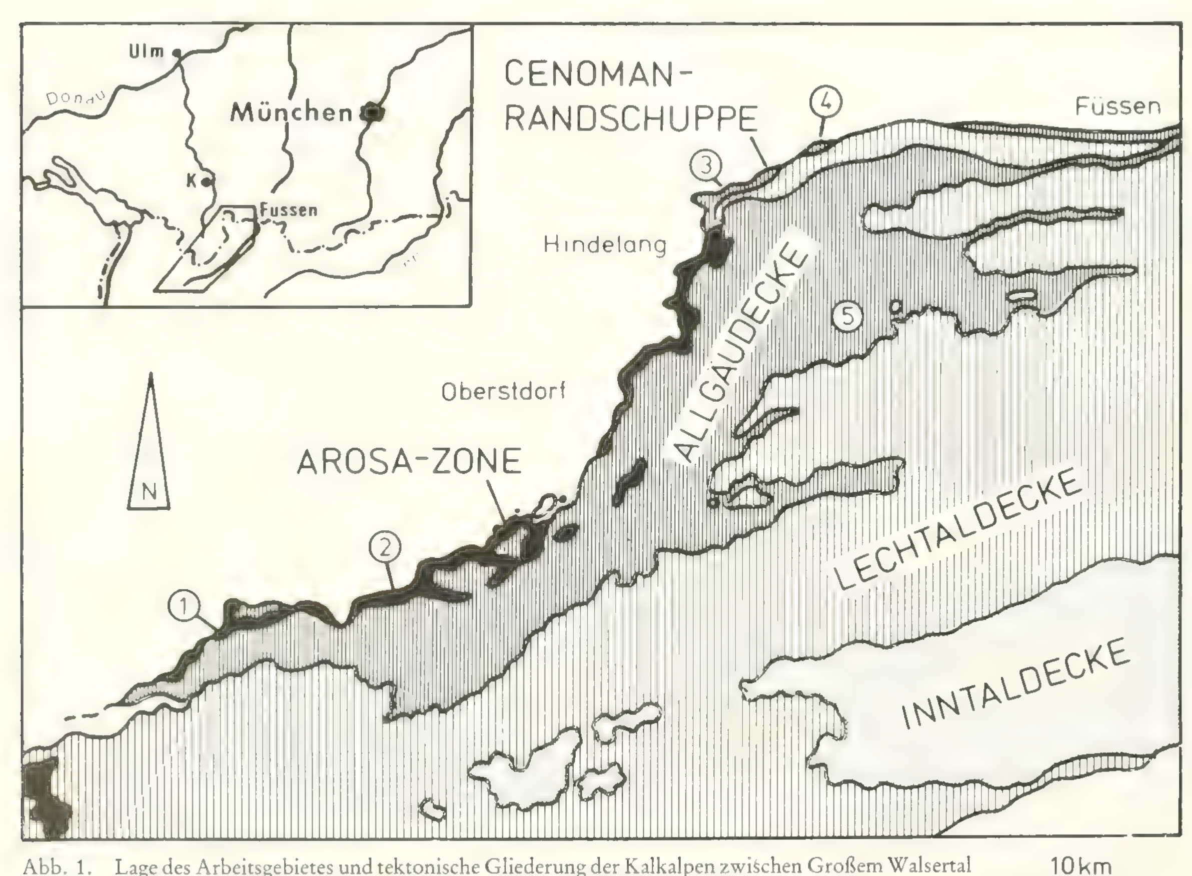


Abb. 1. Lage des Arbeitsgebietes und tektonische Gliederung der Kalkalpen zwischen Großem Walsertal und Füssen/Allgäu.
1 = Blasenka (Großes Walsertal), 2 = Bärgunt (Hinteres Kleines Walsertal), 3 = Roßkopf, Häuselloch-bach, Weißenbach, Kleebach (westl. Hindelang), 4 = Riesenbach (Vilstal), 5 = Schrecksee

wurde mehrfach versucht, die orogenen Bewegungen während jener wichtigen Phase der alpidischen Entwicklungsgeschichte aus den syntektonisch entstandenen Ablagerungen zu rekonstruieren.

In der vorliegenden Arbeit werden ergänzende Beobachtungen und Ergebnisse sedimentologischer Untersuchungen an Konglomeraten der Losensteiner Schichten mitgeteilt.

2. SEDIMENTPETROGRAPHIE DER KONGLOMERATE

Angaben zur Petrographie der Losensteiner Schichten finden sich in den Arbeiten von ZEIL (1955, 1956), ZACHER (1966), KOLLMANN (1968), MÜLLER (1973), LÖCSEI (1974). Die folgende kurzgefaßte Zusammenstellung sedimentpetrographischer Charakteristika der Losensteiner Konglomerate geht aus den Untersuchungen von GAUPP (1980) hervor.

2.1 GEFÜGE UND FAZIESMERKMALE

Lithologie:

Polymikte Orthokonglomerate, Parakonglomerate, Geröllpsammite und Geröllpelite. Die stark vorherrschenden komponentengestützten Orthokonglomerate treten entweder strukturlos (chaotisch) und unsortiert oder strukturiert, gut sortiert mit Regelung und Imbrikation auf. Die Komponenten sind sehr gut gerundet, seltener mäßig gut gerundet, Gerölldurchmesser bis >2 m, häufige Modalwerte zwischen 2 und 5 cm. Matrix der bimodalen Orthokonglomerate ist meist gut sortierter Sand bis Grobsand, bei den polymodalen Parakonglomeraten sandreicher Tonsilt. Geröllspektrum mit hoher kompositioneller Reife.

Sedimentstrukturen:

Normale und inverse Gradierung häufig. Sowohl „coarse-tail"-Gradierung als auch „distribution"-Gradierung vertreten. Großmaßstäbliche, horizontal-planare Schrägschichtung mit Winkeln bis 25° ist selten zu beobachten. Parallele Horizontalschichtung häufig in dicken Bänken mit multipler Gradierung. Feinkonglomeratbänke zeigen Strömungsmarken an den Schichtunterflächen.

Geometrie der Konglomeratkörper:

Meist linsenförmige Körper geringer lateraler Kontinuität, selten ebenflächig begrenzte Bänke. Mächtigkeit einzelner Lagen zwischen 0,3 m und 2 m, mitunter > 10 m. Die Basis mächtiger Lagen zeigt erosive Diskordanz zu den liegenden Sedimenten (Abb. 2 und 3). Bankoberflächen eben und oft von Grobsandlagen überdeckt. Sehr mächtige Konglomeratkörper sind komplex aufgebaut aus einzelnen basal ineinandergreifenden bandförmigen Schüttungskörpern mit plankonvexem Querschnitt (z. B. Bärgunt, Abb. 3; GAUPP 1980).

Transportrichtungen und Proximalität:

Interngefüge und Sohlmarken der mit den Konglomeraten assoziierten Turbiditsandsteine belegen einen Sedimenttransport aus nördlichen Richtungen (MÜLLER 1973). Aufgrund der Korngrößenabnahme in den Konglomeraten von der Cenoman-Randschuppe im Norden zur Allgäudecke im Süden wurde von ZEIL (1955, 1956) und ZACHER (1966) auf ein im Norden gelegenes, heute nicht mehr erschlossenes Liefergebiet geschlossen (vgl. BROILI 1914, KRAUS 1951).

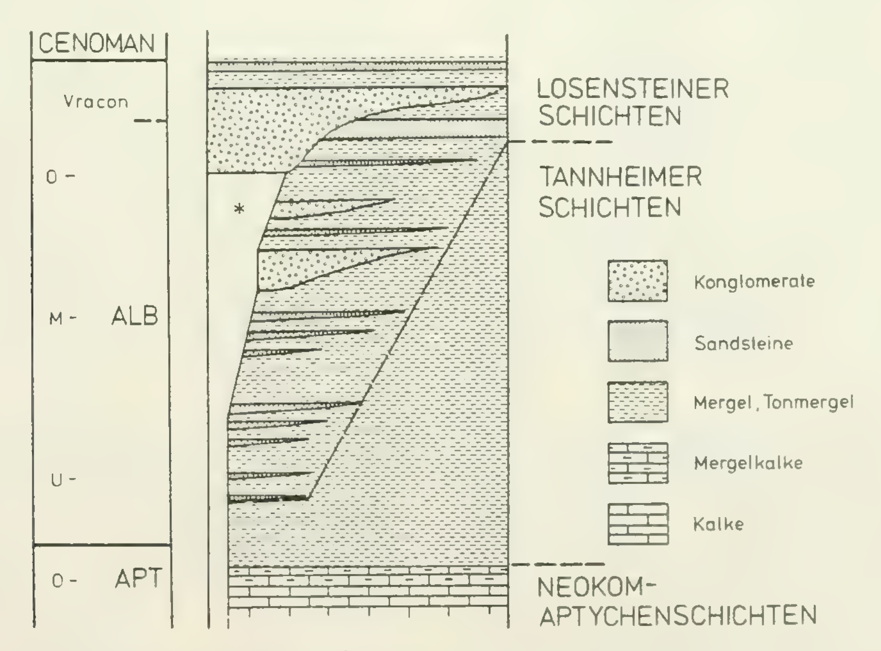


Abb. 2. Schemazeichnung zur Verdeutlichung der stratigraphischen Beziehungen zwischen Losensteiner Schichten und den liegenden Tannheimer Schichten.
(* = Schichtausfall unter konglomeratischen Rinnenfüllungen durch basale Erosion)

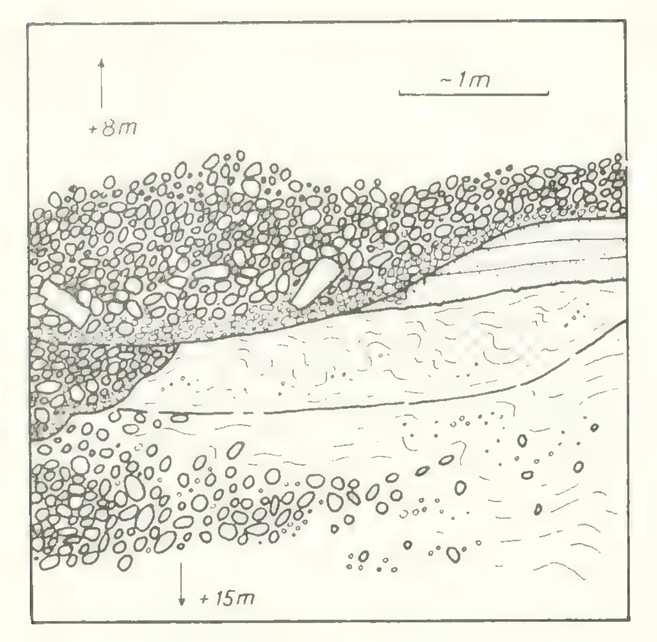


Abb. 3. Aufschlußskizze der erosiven Basis einer mächtigen amalgamierten Orthokonglomeratlage (Rinnenfüllung) über Psammiten, Parakonglomeraten und Geröllpeliten der Losensteiner Schichten. Bärgunt, Hinteres Kleines Walsertal, 1790 m NN; Arosa-Zone.

Nach GAUPP (1980) belegen die systematischen Korngrößenvariationen der Gerölle eine generell Nord-Süd gerichtete Sedimentzulieferung: Durchmesser übergroßer Einzelgerölle > 1 m treten nur in den Konglomeraten der Cenoman-Randschuppe (und aus dieser tektonisch verschleppt in der Arosa-Zone) auf.

Die mittleren scheinbaren Durchmesser der 10 größten Gerölle (= D/10-Werte) aus basalen Teilen gradierter Konglomerate und aus ungradierten Konglomeraten liegen in der Cenoman-Randschuppe mindestens um 20% über denen der Allgäudecke. Die Häufigkeit von Konglomeraten mit D/10-Werten >15 cm geht in der südlichen Allgäudecke (Tannheimer Berge) gegen Null.

In turbiditischen Psammiten weisen Bankmächtigkeiten, Korngrößen basaler Lagen und die Abfolgen der BOUMA-Abschnitte auf distalere Verhältnisse in der Allgäudecke als in der Cenoman-Randschuppe hin.

Die Gesamtheit sedimentologischer Beobachtungen in den Losensteiner Schichten belegt größere Proximalität in der Cenoman-Randschuppe, verglichen mit der Allgäudecke (GAUPP 1980).

Zur Interpretation des Ablagerungsmilieus:

Interngefüge, Geometrie und Faziesassoziationen der Konglomerate belegen ihre Bildung aus schwerkraftbedingten Resedimentationen. Es handelt sich nicht um klastische Bildungen einer Transgression wie vormals angenommen. Die Losensteiner Schichten wurden in kleinen radial-fingerförmig nach Süden vorgreifenden submarinen Fächern unter tief-sublitoralen bis bathyalen Verhältnissen abgelagert. Die Konglomerate sind klastische Füllungen von Rinnen, die durch basale Erosion unter hochkonzentrierten Sedimentdispersionsströmen entstanden (Details in GAUPP 1980, 1982).

2.2 KOMPONENTENBESTAND DER KONGLOMERATE

Das Geröllspektrum der Konglomerate umfaßt leukokrate plutonische und vulkanische Gesteine, basische Vulkanite, niedrig- bis mittelgradig metamorphe Gesteine sowie siliziklastische und karbonatische Sedimentgesteine (AMPFERER & OHNESORGE 1909, BRINKMANN et al. 1937, ZEIL 1955, ZACHER 1966, MÜLLER 1973, LÖCSEI 1974, GAUPP 1980).

Die Abbildungen 4, 5 und 6 geben einen Überblick über die häufigsten Gerölltypen. Vor allem die kristallinen, meist als „exotisch" bezeichneten Komponenten wurden in Beschreibungen dieser Konglomerate hervorgehoben.

Rhyolithische und dacitische Gerölle sowie pyroklastische Äquivalente sind die häufigsten Kristallin-Komponenten. Granite (vorherrschend grüne Varietäten) sind sehr selten.

Bei den Metamorphiten sind Phyllite und Glimmerschiefer im Osten häufiger als im Westen. Generell sind Phyllite, Glimmerschiefer und Gneise untypische und relativ seltene Komponenten der Losensteiner Schichten.

Höhermetamorphe Gesteine fehlen im Westen entweder ganz oder sind extrem selten. Ultrabasischer Detritus (Serpentinit) tritt nur in der Sandfraktion auf.

Die Sedimentgesteinskomponenten wurden bislang gedeutet als umgelagerter Detritus der kalkalpinen permomesozoischen Schichtfolge (ZEIL 1955, MÜLLER 1973, DIETRICH 1976). Auch LÖCSEI (1974) gibt für die Sedimentgesteinsgerölle eine „Kalkvoralpine" Herkunft an. Lediglich EL NOOR (1966) hält kalkalpine Herkunft für verschiedene Kalkgerölle für ausgeschlossen.

Zusammensetzung	Bärgunt (Arosa-Zone)	Häuselloch (Cenoman-Randschuppe)
Sedimentgesteine:		
Biogene arenit. Kalke	9,9	4,8
Kreidesandsteine	1,6	0,8
Fleckenkalke u.bunte Kalklutite	10,7	7,7
Echinodermen-Biosparite	<0,5	1,8
Hornsteine,Spiculite,Radiolarite	<0,5	2,5
weißer Dolomit,dolom. Kalk	11,2	6,3
gelbgrauer u. gelber Dolomit	16,9	12,8
schwarzer Dolomit	1,3	<0,5
rote u. graue Quarzpsammite	1,6	6,8
schwarze Lydite	1,3	2,5
	54%	46%
Kristallin:		
Quarz	11,2	19,3
Granit	<0,5	---
Metakonglomerate,Quarzite u. Meta-Arkosen	11,8	7,8
Saure u. intermediäre Eruptiva	17,8	15,1
Basische Eruptiva	4,5	10,3
Chloritaggregate,(?)Serpentinit	---	1,0
Chloritschiefer,Glimmerschiefer	0,6	0,5
	46%	54%
	313 Gerölle	398 Gerölle

Abb. 4. Prozentuale Verteilung der Geröllkomponenten in zwei Konglomeratbänken der Losensteiner Schichten (Alb).

● HÄUFIG
◑ ZURÜCK TRETEND
○ SELTEN
? NICHT NACHGEWIESEN

System	Serie	Stufe	Gestein	Blasenka	Bärgunt	Roßkopf	Häuselloch	Weißenbach	Kleebach	Riesenbach	Schrecksee
KREIDE	Unterkreide	Apt Alb	Silt-/Tonsteine	◑	◑	◑	◑	◑	○	○	◑
			Quarzpsammite	◑	◑	◑	◑	◑	◑	◑	◑
			Kalkarenite	○	○	◑	◑	◑	?	○	?
			Orbit.Lithothamn.-Bioarenite	◑	◑	◑	○	○	○	○	○
		Berrias - Barreme	Orbit.Milioliden-Biomikrite	◑	●	◑	◑	◑	○	◑	○
			Bio-Oolumpsparite	◑	◑	○	○	○	○	○	○
			Korallenbiolithite	◑	◑	○	○	○	○	?	○
			Biointrasparite mit Salpingoporella	◑	●	◑	○	◑	○	○	○
			Calpionellenkalke	○	○	◑	◑	○	○	○	◑
JURA	Malm	Oxford Kim. Tithon	Biopelsparite mit Clypeina j.	◑	◑	○	○	○	○	?	○
			Lumpintrasparite mit Protopeneroplis	◑	◑	○	◑	○	○	○	○
			Saccocomakalkmikrite	◑	○	◑	◑	◑	◑	○	○
			Filamentkalke	◑	○	◑	◑	◑	◑	◑	◑
			Radiolarite	○	○	○	○	○	○	○	?
	Dogger		Kieselkalke, Spiculite	○	◑	●	●	●	◑	◑	◑
	Lias		Echinodermenschuttkalke	○	◑	◑	●	●	◑	◑	●
			Fleckenkalke (jf)	◑	◑	◑	●	◑	◑	◑	◑
			Bunte Kalklutite	○	◑	◑	●	●	●	◑	◑
TRIAS	R		Obertriaskalke	?	○	◑	◑	○	○	?	○
	N		(Haupt-) Dolomit	◑	●	●	●	●	●	●	●
	K		? Dolomit gelb	●	●	●	●	●	●	●	◑
	L		(Wetterstein-) Kalk (Wetterstein-) Dolomit	◑	●	●	●	●	◑	●	◑
	A		? schwarze Kalkmikrite	○	○	○	○	○	?	○	?
	S		Buntsandstein	○	○	◑	◑	○	◑	○	?

Abb. 5. Zusammensetzung des mesozoischen Anteils von Sedimentgesteins-Komponenten in Konglomeraten der Losensteiner Schichten.

Eine eingehende Neubearbeitung der Sedimentgesteinsgerölle macht nun deutlich, daß verschiedene der Geröll-Lithofaziestypen im Kalkalpin entweder selten oder aber unbekannt sind. Nur diese Komponenten sowie einige weitere paläogeographisch interessante Geröllanteile werden hier kurz beschrieben.

a) Wettersteinkalk und -dolomit:

Weiße, teilweise gelbgefleckte dolomitische Dismikrite mit pel- und lumpsparitischen Partien, Fenstergefügen, gradierten Hohlraumfüllungen (z. T. fenestral algal boundstones).

Fossilgehalt: Pharetronen, Kalkschwämme, Ostracoden;
Algen: *Zonotrichites*, *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Thaumatoporella* sp.;
Foraminiferen: *Ophtalmidium* cf. *tricki* (Langer), *Glomospirella* sp., *Trochammina* sp., *Turrispirillina prealpina* Trifonova; bestimmt durch Dr. Ott: *Endothyra* cf. *batuxi*, *Amphimuralis* sp., *Aeolisaccus tintinniformis* Mišik.

Obwohl keine sicheren Leitformen zu finden waren, deutet nach Herrn Dr. Ott die Fauna und der Gesamteindruck auf (?) mittel- und obertriadischen Wettersteinkalk und -dolomit

hin. Der Mangel an Diploporen und das gehäufte Auftreten von *Tubiphytes obscurus* MASLOV läßt auf Riff-Fazies (E. OTT 1972) schließen.

b) Brecciöse Lias- und Doggerkalke:

Bunte fossilführende Calcilutite des Lias und Echinodermen-Biosparite und Kieselkalke sind mitunter fein- bis grobbrecciös ausgebildet. Entweder Intraklasten gleicher Lithologie und Fauna oder dolomitische Extraklasten sind in die Kalke eingebettet. Tektonische Brecciierung ist auszuschließen, da die Matrix dieser klastischen Kalke praktisch unzerbrochen ist und deutliche Anzeichen von plastischer Verformung durch die Klasten zeigt. Gerölle dieser Art erreichen mehrere dm Durchmesser; die Größe der Klasten liegt zwischen 1 mm und 15 cm.

c) Jura-Flachwasserkalke mit *Clypeina jurassica* FAVRE:

Bedeutsam für paläogeographische Fragen sind die besonders im Westen des Untersuchungsgebietes häufigeren hellgrauen und dunkelblaugrauen, weißlich anwitternden Kalkgerölle, die ohne nähere Beachtung leicht mit kalkalpinen Obertriaskalken verwechselt werden können:

Biomikrite, Biopelsparite (Tafel I, Fig. 1), Biointrasparite, Lumpsparite mit Biogenen, Oosparite, brecciierte Pelsparite.

Fossilgehalt: Mollusken: Kleingastropoden, grobe mikritisierte Bivalvenschalenfragmente, *Bankia striata* (CAROZZI);
Algen: *Clypeina jurassica* FAVRE, *Cayeuxia* cf. *americana* JOHNSON, *Cayeuxia piae* FROLLO, *Cayeuxia* sp., *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Pianella* sp.;
Foraminiferen: *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Labyrinthina* sp., Miliolidae, Textulariidae, Lituolidae;
Bryozoen; Korallenbruchstücke (z. T. ganze Stöcke); Koprolithen *(Favreina* sp.); Crinoidenstielglieder; Ostracoden.

In den mit Dünnschliffen und Acetatfolienabzügen untersuchten Proben ließen sich sowohl Kalke mit zahlreichen *Pr. striata,* solche mit *Cl. jurassica* und seltener auch solche mit *Bankia striata* nachweisen. Damit ist auf ein Alter der Kalkgerölle von Kimmeridge bis mittleres Tithon zu schließen.

Die lithologische Ähnlichkeit dieser Kalke mit den Gesteinstypen des Sulzfluhkalk (W. OTT 1969) ist beachtenswert. Vergleichbar sind diese Kalke auch mit Malmflachwasserkalken der östlichen Nordkalkalpen wie dem Plassenkalk (FENNINGER & HÖTZL 1965; TOLLMANN 1975a) und bedingt auch mit Barmsteinkalk und Tressensteinkalk.

d) Unterkreide-Flachwasserkalke in „Urgonfazies":

Hellbraune, blaßrote, hell- bis dunkelgraue Biomikrite, Biopelmikrite, Biosparrudite und Biolithite (Tafel I, Fig. 3–6).

Fossilgehalt: grobe Gastropoden- und Bivalvenschalenstücke, Echinodermenfragmente;
Algen: *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Acroporella radoicici* PRATURLON, *Acicularia* sp., *Acicularia* cf. *elongata* CAROZZI, *Coptocampylodon fontis* PATRULIUS, *Bacinella irregularis* RADOICIC *(Lithocodium), Ethelia alba* PFENDER, *Boueina* sp, ? *Likanella* sp., *Lithocodium aggregatum* ELLIOT, *Archaeolithothamnium* sp.,
Foraminiferen: *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Orbitolina* cf. *conica* D'ARCHIAC, *Orbitolina* sp., *Dictyoconus* cf. *arabicus* HENSON, *Sabaudia minuta* HOFKER, *Cuneolina* sp., *Rheophax* sp., *Pseudochoffatella* sp., *Glomospira* sp., *Quinqueloculina* sp., *Nautiloculina* sp., ? *Ovalveolina* sp., Textulariidae.
Außerdem Korallen(-bruchstücke), Poriferen, Ostracoden.

Für Kalkgerölle mit *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ) kommt ein Alter von Hauterive bis Mittelapt in Frage (CONRAD & PEYBERNES 1976), nach CONRAD (1977) Berrias bis Unterapt.

Sabaudia minuta HOFKER ließe eine Einstufung Hauterive bis tiefes Apt zu (GUSIĆ 1975). Sichere Belege für Alb-Alter sind nicht gegeben.

Diese Gerölle entsprechen völlig der sog. „Urgonfazies", die mit bioklastischen Flachwasserkalken in der Unterkreide im Tethysbereich weit verbreitet war. Nach Mikrofazies und Fossilgehalt ist in Anlehnung an CONRAD (1977) auf infralitorale bis circalitorale Ablagerungsmilieus dieser Kalke zu schließen.

e) Chromspinellführende Flachwasserkalke der Unterkreide

Orbitolinenreiche Intrabiosparite und Oosparite (Taf. II, Fig. 1–3) führen gelegentlich terrigenen Detritus. Quarzkörner, Chromspinell, Serpentinit oder Chloritaggregate sind in Lumps eingeschlossen oder bilden den Kern von Ooiden.

3. DER AUFBAU DES LIEFERGEBIETES

Aus dem Geröllbestand in Konglomeraten der Losensteiner Schichten läßt sich hypothetisch der Aufbau des Liefergebietes rekonstruieren (Abb. 6). Demnach wurde die mesozoische (Untertrias bis Apt/Alb) und paläozoische (Permokarbon und ? älter) Sedimenthülle, samt eingeschalteten sauren und basischen Vulkaniten abgetragen bis auf den kristallinen Sockel. Das Grundgebirge war gekennzeichnet durch niedrig- und mittelgradige Metasedimente/Metavulkanite und granitische Gesteine. Permokarbon ließ sich neuerdings durch palynologische Untersuchungen (GAUPP & BATTEN in Vorb.) belegen. Eine relativ mächtige klastisch-vulkanogene Permoskyth-Schichtserie war von vergleichsweise geringmächtiger Trias überlagert. Die vermutlich kontinuierliche Schichtfolge von Lias bis Mittelkreide weist charakteristische litorale Karbonatsedimente während Malm und Unterkreide auf. Ein Teil der Jura-/Unterkreide-Sedimente in Übergangs-

und Langschwebfazies (vgl. Abb. 6) wurde beim Geröllstromtransport aus flachmarinen Bereichen in den tiefermarinen Ablagerungsraum der Losensteiner Schichten durch basale Erosion in die Konglomerate eingearbeitet (kantige Klasten ± ohne Rundung).

Basische und ultrabasische Gesteine wurden im weiteren Raum des Liefergebietes bereits während des Apt (oder noch früher) erodiert und in flachmarine Kalksedimente eingelagert.

4. DISKUSSION

4.1 KRISTALLINES BASEMENT

Typisch für den Geröllbestand der Alb-Konglomerate ist das Fehlen von höhermetamorphem Kristallin. Gneiskomponenten sind extrem selten oder fehlen völlig. TRÜMPY (1975) hebt für das Unterostalpin Graubündens den Reichtum an paläozoischen Granitoiden hervor und verweist auf den Kontrast zum Südpenninikum und Oberostalpin, wo der kristalline Untergrund v. a. aus Gneisen und Glimmerschiefern besteht.

Das Permoskyth von Tarntaler Bergen und Radstädter Tauern (CLAR 1940, ENZENBERG 1967) wird von Quarzphyllit bzw. Wenger Kristallin unterlagert, während Mittelostalpin (Altkristallin) und Mittelpenninikum (Zentralgneis) vorwiegend höhermetamorphes Kristallin aufweisen (vgl. FRASL & FRANK 1966, FRISCH 1968). Grüne Granite und Granitmylonite, wie sie selten auch in den Alb-Konglomeraten und nach eigenen Funden auch in den Tratenbachschichten vorkommen, sind typisch für das Unterostalpin des Err-Julier-Gebietes, sind aber auch im Mittelpenninikum (grüne Granite der Falknis-, Tasna- und Sulzfluh-Decke) häufig vertreten (CORNELIUS 1935, BERTLE 1973, BURGER 1978). Nach neuen Untersuchungen von GRUNER (1981) wird allerdings für Falknis- und Sulzfluh-Einheit wieder eine unterostalpine Position erwogen. GRUNER stellt in dem Zusammenhang die starke Beteiligung amphibolitischer Gesteine im Mittelpenninikum in Gegensatz zum amphibolitarmen Unterostalpin.

Chloritquarzite und Chloritschiefer, häufiger in den feineren Fraktionen klastischer Sedimente der Losensteiner Schichten, lassen sich z. T. mit Altkristallin aber auch mit den Casannaschiefern der Arosa-Zone vergleichen (GRUNAU 1947).

4.2 PALÄOZOIKUM

Besonders auffallend sind die häufigen graugrünen bis roten, sauren bis intermediären Vulkanite in den Konglomeraten der Losensteiner Schichten (Rhyolithe, Felsitporphyre, Dacite, Ignimbrite usw.). Gegen eine mögliche Ableitung dieser Vulkanite aus der Grauwackenzone (z. B. DIETRICH 1976) spricht nach TOLLMANN (1976b), daß die Porphyroide dieser Zone (z. B. Blasseneck-Porphyroide) bereits variszisch metamorph wurden. Dieses Argument läßt sich jedoch nicht auf das Unterostalpin ausdehnen. Im Permoskyth des Ober- und Unterostalpin von Graubünden sind mächtige Quarzporphyre und Pyroklastika vertreten (CORNELIUS 1935). Von allen tektonischen Einheiten nördlich des Oberostalpin weist das Unterostalpin Graubündens die umfangreichste vulcano-sedimentäre Formation auf. Die alpidisch metamorphosierten, prätriadischen Nair-Porphyroide der Err-Grevasalvas-Decke haben dacitische, rhyolithische und andesitische Zusammensetzung. Nach TRÜMPY (1975) sind deckenförmige Rhyolithe wohl permischen Alters auch in der Bernina-Decke vertreten. Auch DIETRICH (1976) hält eine unterostalpine Abkunft der Vulkanitgerölle für wahrscheinlich. Daß permische Vulkanite auch in den Karpaten in internen Bereichen vertreten sind, ist aus der Melaphyr-Subformation der innerkarpatischen Choč-Gemeriden (MAHEL 1963) zu ersehen, die auch TOLLMANN (1965) dem Oberostalpin gleichsetzt.

DÜNNER (1934) erwähnt Quarzporphyre aus dem Mittelpenninikum des westlichen Tauernfensters, die zwischen Zentralgneis und Hochstegenmesozoikum (FRISCH 1976) auftreten. Eine Herleitung der Quarzporphyrgerölle im „Randcenoman“ aus diesem Gebiet wird von FRISCH (l. c.) erwogen.

Eine Durchsicht der mir von Herrn Prof. FRISCH freundlicherweise gegebenen Dünnschliffe dieser metamorph überprägten Quarzporphyre zeigte aber wenig Gemeinsamkeiten außer texturellen Merkmalen.

Betrachtet man die epimetamorphen, möglicherweise tlw. karbonen Metapsammite (Arkosen, Grauwacken) und Metakonglomerate in den Geröllen, dann scheinen diese eher mit vermutlich präpermischen Metasedimenten des Unterostalpin (ENZENBERG 1967, CORNELIUS 1935) vergleichbar, als mit solchen des Penninikum (z. B. Habachserie, vgl. FRASL & FRANK 1966).

4.3 PERMOSKYTH UND TRIAS

Terrigene Sedimente des alpinen „Verrucano“ sind in den Tarntaler Bergen (Quarzite, Serizitquarzitschiefer, ENZENBERG 1967), in den Radstädter Tauern (TOLLMANN 1959), im Julier-Bernina-Gebiet (CORNELIUS 1935) sowie im Mittelpenninikum (Wustkogelserie z. B. FRISCH 1968) nachzuweisen. Ebenso ist Buntsandstein in den genannten Einheiten vertreten.

Die Gesamtmächtigkeit der Trias ist im Unterostalpin und Mittelpenninikum geringer als im Oberostalpin (vgl. PREY 1976). In der Sulzfluhdecke ähnlich wie unter dem Hochstegenkalk ist Trias kaum entwickelt oder fehlt völlig (W. OTT 1969, FRISCH 1968). Wenn überhaupt, dann ist Trias im Penninikum nur sporadisch durch Dolomite vertreten (THIELE 1970).

Dagegen ist die Trias im Unterostalpin zwar lückenhaft und geringmächtig aber doch stets vorhanden (TRÜMPY 1975). Hauptdolomit erreicht in Graubünden 400 m, in den Tarntaler Bergen 200 m Mächtigkeit (ENZENBERG 1967).

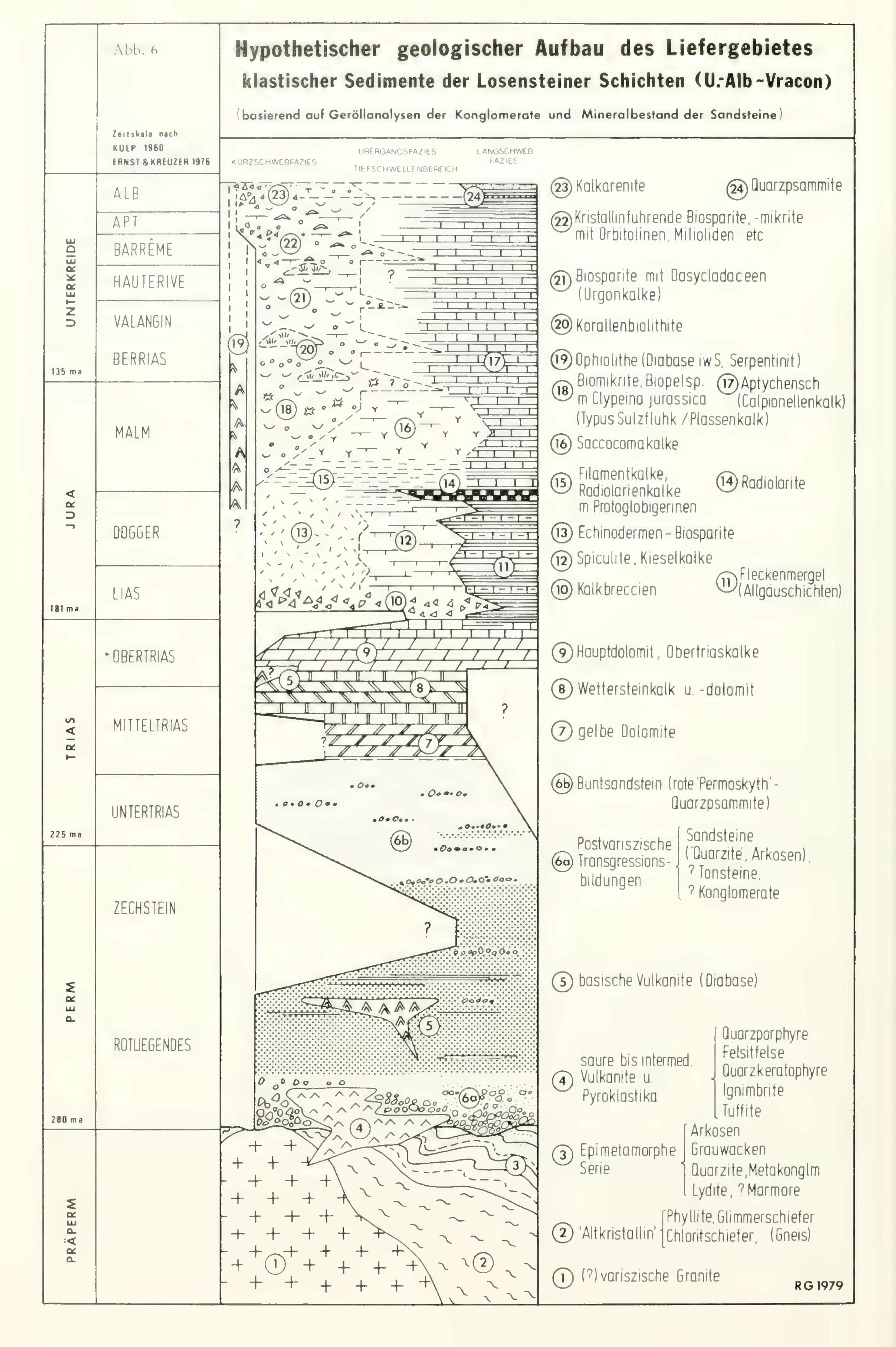


Abb. 6
Hypothetischer geologischer Aufbau des Liefergebietes
klastischer Sedimente der Losensteiner Schichten (U.-Alb~Vracon)
(basierend auf Geröllanalysen der Konglomerate und Mineralbestand der Sandsteine)
Zeitskala nach
KULP 1960
ERNST & KREUZER 1976
KURZSCHWEBFAZIES
ÜBERGANGSFAZIES
TIEFSCHWELLENBEREICH
LANGSCHWEB FAZIES
UNTERKREIDE
ALB
APT
BARRÊME
HAUTERIVE
VALANGIN
BERRIAS
135 ma
JURA
MALM
DOGGER
LIAS
181 ma
TRIAS
OBERTRIAS
MITTELTRIAS
UNTERTRIAS
225 ma
PERM
ZECHSTEIN
ROTLIEGENDES
280 ma
PRÄPERM
23 Kalkarenite
24 Quarzpsammite
22 Kristallinführende Biosparite, -mikrite mit Orbitolinen, Milioliden etc
21 Biosparite mit Dasycladaceen (Urgonkalke)
20 Korallenbiolithite
19 Ophiolithe (Diabase iw S, Serpentinit)
18 Biomikrite, Biopelsp. m Clypeina jurassica (Typus Sulzfluhk / Plassenkalk)
17 Aptychensch (Calpionellenkalk)
16 Saccocomakalke
15 Filamentkalke, Radiolarienkalke m Protoglobigerinen
14 Radiolarite
13 Echinodermen - Biosparite
12 Spiculite, Kieselkalke
11 Fleckenmergel (Allgäuschichten)
10 Kalkbreccien
9 Hauptdolomit, Obertriaskalke
8 Wettersteinkalk u. -dolomit
7 gelbe Dolomite
6b Buntsandstein (rote 'Permoskyth'-Quarzpsammite)
6a Postvariszische Transgressions-bildungen: Sandsteine ('Quarzite', Arkosen), ? Tonsteine, ? Konglomerate
5 basische Vulkanite (Diabase)
4 saure bis intermed. Vulkanite u. Pyroklastika: Quarzporphyre, Felsitfelse, Quarzkeratophyre, Ignimbrite, Tuffite
3 Epimetamorphe Serie: Arkosen, Grauwacken, Quarzite, Metakonglm, Lydite, ? Marmore
2 'Altkristallin': Phyllite, Glimmerschiefer, Chloritschiefer, (Gneis)
1 (?) variszische Granite
RG 1979

Rossner (1976) wies in den nördlichen Radstädter Tauern Wettersteinkalk in Riffazies nach, in einer Fazies also, die auch in den Geröllen der Losensteiner Schichten vorliegt.

Im Err-Bernina-Gebiet liegt Mitteltrias geringmächtig in weißen Wettersteindolomiten vor (Cornelius 1935).

Gelbe Dolomite, wie sie charakteristisch in den Geröllen auftreten, sind nach Cornelius (1935) im Anis und im Karn der Platta-Decke, der Carungas-, Err- und Bernina-Decke entwickelt. Herrn Prof. Trümpy verdanke ich den Hinweis, daß gelblich-ockerfarbene feinkristalline Dolomite mit schwarzen Dendriten typisch im Unterostalpin Graubündens auftreten.

Das Rät des Unterostalpin ist mit Lumachellekalken, Thecosmilienkalken usw. ähnlich dem Oberostalpin entwickelt (vgl. Trümpy 1975, Rossner 1976).

4.4 JURA UND UNTERKREIDE

Im tieferen Jura des Unterostalpin (Graubünden) wurden Echinodermenschuttkalke und Kieselkalke (Spiculite) gebildet. Während des Dogger kam es zu den für das Unterostalpin auch weiter im E so typischen Breccienbildungen (z. B. Saluver-Formation, Finger 1975). Allerdings sind die Gerölle jurassischer Breccien in Losensteiner Konglomeraten, soweit ich das bisher beurteilen konnte, frei von kristallinen Komponenten. Der Malm des Unterostalpin ist, wie schon der Dogger, in Tiefwasserfazies entwickelt. Über Radiolariten folgende Aptychenkalke reichen vermutlich bis in die Unterkreide (Finger 1975, Trümpy 1975). Aus der Carungas-Decke bei Oberhalbstein (Val d'Err) hat neuerdings O. Voborny/Zürich (frdl. mdl. Mitt.) Dogger bzw. Malm im Tiefschwellenfazies mit Saccocomakalken nachgewiesen. Auch hier sind wieder Analogien zum Komponentenbestand festzustellen.

Kieselige Jurakalke (Kieselschiefer, kieselige Tonschiefer) werden von Enzenberg (1967) aus dem Tarntaler Unterostalpin beschrieben.

Mehr Schwierigkeiten bringt die Zuordnung der biogenen Malm- und Unterkreide-Flachwasserkalke, die in den Konglomeratgeröllen nachgewiesen werden konnten. Im Bajuvarikum zwischen Isar und Iller sind Kalke dieser Fazies nicht vertreten.

Malmkalke vergleichbarer Fazies sind N' des Oberostalpin bisher lediglich aus den vermutlich unterostalpinen (oder mittelpenninischen) Sulzfluh-Falknis-Einheiten (W. Ott 1969, Gruner 1981) beschrieben worden. Das Auftreten von Urgo-Apt bzw. Tristelschichten in der unterostalpinen Err-Bernina-Gruppe scheint nicht sichergestellt zu sein (Trümpy 1975).

Ein symmetrisches Gegenstück zu den Malm-Flachwasserkarbonatplattformen im Süden des Oberostalpin (Plassenkalk usw.) auch im Norden in unterostalpiner (? auch mittelostalpiner) Position ist nicht grundsätzlich auszuschließen.

Rekurrenzen der Malm- und Unterkreide-Flachwasserkarbonatfazies waren selbstverständlich überall dort gegeben, wo die bathymetrischen und paläogeographischen Verhältnisse dies erlaubten.

Unterkretazische Flachwasserkarbonate (Urgonfazies) mit Chromspinell-Beimengung werden von Zupanič & Babič (1981) aus NW-Kroatien beschrieben. Hagn (1982) fand neuerdings allodapische Kalke in Urgonfazies (Barrême) mit Chromspinell in der Thierseemulde (SE-Teil der Lechtaldekke).

Als Ausgangsgesteine des Chromspinell und des Serpentinit-Detritus müssen größere Komplexe ultrabasischer Magmatite angesehen werden. Dabei muß offenbleiben, ob es sich tatsächlich um Abkömmlinge mesozoischer ozeanischer Kruste, die im Zuge mittelkretazischer Subduktion lokal ins Erosionsniveau geriet, oder um ältere Bestandteile des Grundgebirges handelt.

Als Liefergebiete für ultrabasischen Detritus in den Losensteiner Schichten kommen jedenfalls sowohl das ophiolithreiche Südpenninikum als auch das Unterostalpin in Frage. Während in der Schweiz die Grenze Penninikum/Ostalpin mit dem Fehlen oder Auftreten von Ophiolithen gezogen wird (vgl. Dietrich 1970, Trümpy 1975), tritt in den Ostalpen auch im Unterostalpin noch Serpentinit in bedeutendem Ausmaße auf (z. B. Reckner-Serpentinit Enzenberg 1967; Ophiolithe der Matreier Zone, Frisch 1976, Tollmann 1977).

5. SCHLUSSFOLGERUNGEN ZUR PALÄOGEOGRAPHIE

Tollmann (z. B. 1965a) lokalisiert das Liefergebiet allothigener Gerölle, v. a. aufgrund von Analogieschlüssen auf Verhältnisse in den Karpaten (vgl. Birkenmajer 1960), am Nordrand des Mittelpenninikum („Ultrapienidischer Rücken"). Die paläogeographische Lage des Liefergebietes hat schwerwiegende Bedeutung für die zeitliche Fixierung orogener Hauptbewegungen in den Ostalpen. Wenn Tollmann das Liefergebiet in das nördliche Mittelpenninikum verlegt, dann bedeutet dies zwangsläufig, daß das Südpenninikum der Tauernschieferhülle bereits vor dem Mittel- oder Unteralb unter die Austroalpin-Adriatische Platte unterschoben worden sein muß, so daß Sedimenttransport aus dem Brianconnais direkt bis in das nördliche Oberostalpin hinein möglich wurde (vgl. Tollmann 1976a, Zacher 1966, Oberhauser 1964).

Wird das Liefergebiet dagegen in südlicherer Lage angeordnet, etwa zwischen Penninikum und Ostalpin im Sinne des „Rumunischen Rückens" von Kockel (1923), dann muß der Südpenninische Ozean nicht vor der Oberkreide geschlossen worden sein.

Zu diesem Schluß kommen z. B. Oberhauser (1968, 1978) oder Müller (1973), die einen Tauernzuschub nicht vor dem Eozän, bzw. nicht vor Oberturon annehmen (vgl. Clar 1965).

Aus dem Chromspinellgehalt kretazischer Sedimente bis zum Untercampan auf noch nicht abgeschlossenen Tauernzuschub schließen zu wollen, wäre wohl ungerechtfertigt, denn für den Umschlag könnten auch andere Gründe verantwort-

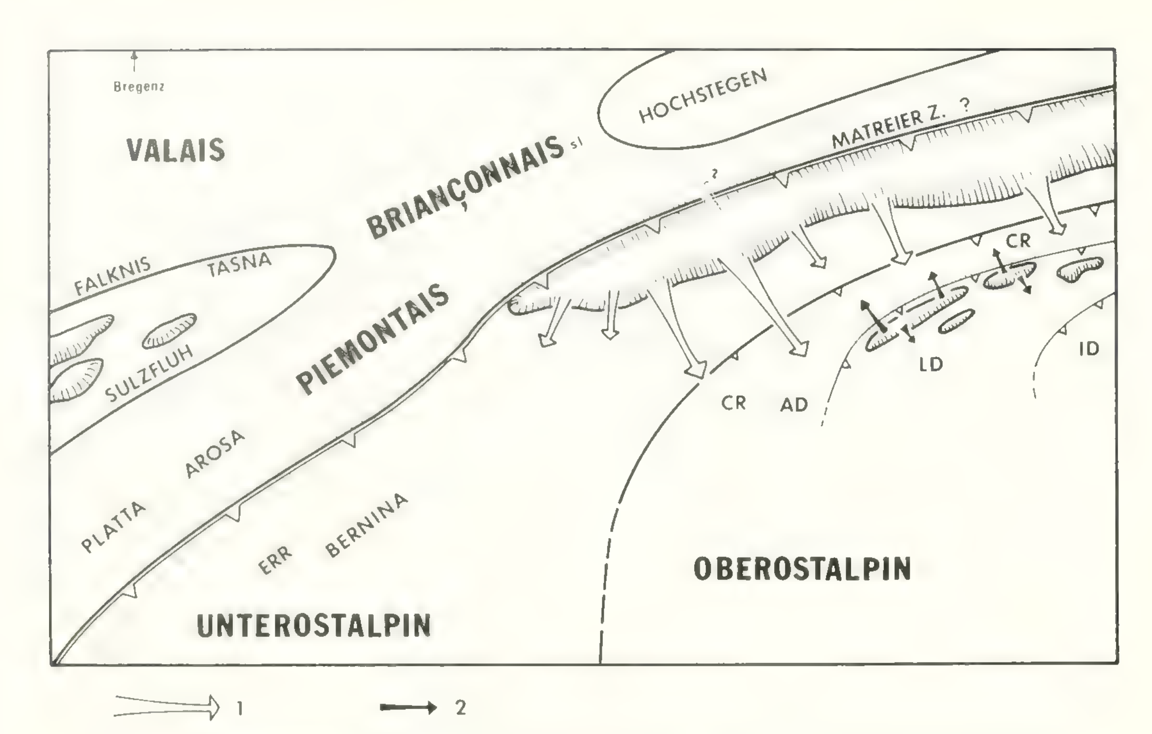


Abb. 7. Paläogeographisches Schema des Grenzbereichs Ostalpin/Penninikum im Mittel- und Westteil der Ostalpen für den Zeitraum Alb-Untercenoman. Nach GAUPP 1980, paläogeographische Gliederung in Anlehnung an TRÜMPY 1975, FAUPL 1978.
1 = Sedimentzulieferung der Losensteiner Schichten (Alb, bis Vraconien), 2 = Sedimentzulieferung der Unteren Branderfleckschichten (ab Vraconien, Untercenoman)

lich sein (z. B. Subsidenz entsprechender Liefergebiete). Koinzidiert dieser Umschlagzeitpunkt aber z. B. mit Metamorphoseereignissen im Penninikum (KREUZER et al. 1980), dann kommt ihm doch größere Bedeutung zu.

So geht TOLLMANN (1977) inzwischen auch von einem Abschluß der Südpennin-Subduktion erst im Campan aus, fordert aber dennoch die Herkunft der Quarzporphyrgeröllschüttung vom „Ultrapienidischen Rücken", wobei für die allothigeneführenden Sedimente der Mittelkreide ein Transport „über das bereits trockenliegende, tektonisch noch nicht verdeckte Reststück des Pennins in die Kalkalpenstirn gegen Süden" zu denken wäre (1977). Wenn man jedoch davon ausgeht, daß die Subduktion des Piemontais erst im Alb/Cenoman begann (TOLLMANN 1977), dann kann unmöglich im Oberalb Abtragungsmaterial des Mittelpenninikum durch den Südpenninischen Trog bis auf die ostalpine „Oberplatte" gelangen.

Man kommt ohne diese Hilfsannahme zu einer einfacheren Erklärung, wenn man das Liefergebiet allothigener Komponenten in internerer Lage annimmt, was aufgrund des Komponentenbestandes naheliegend ist. Trotz der zweifellos vorhandenen Ähnlichkeit allothigener Komponenten in der Oberkreide der Pieniden (BIRKENMAJER 1960, vgl. auch MIŠIK et al. 1981) mit den Geröllen der Losensteiner Schichten, scheint es mir zutreffender, statt eines nirgendwo nachweisbaren hypothetischen „Rückens" in mittelpenninischer Lage besser ein unterostalpines Liefergebiet (i. w. S.) anzunehmen, dessen erforderlicher Gesteinsbestand in den vorhandenen Relikten dieser Einheit zu finden ist.

Diesem unterostalpinen Liefergebiet entstammen allothigene Gerölle ähnlicher Spektren im Alb (Losensteiner Schichten), und vermutlich auch im Turon (Obere Branderfleckschichten und Flachwasser-Gosau) der Nördlichen Kalkalpen. Die Schüttung „exotischer" Komponenten (einschließlich ophiolithischem Detritus) mag in der Oberkreide nach Überwindung des Ostteils der mittelpenninischen Plattform durch Subsidenz abgebrochen worden sein, was zur Umkehrung des Paläogefälles und zum Einsetzen der Flyschgosau-Sedimentation geführt haben kann (vgl. FAUPL 1978).

Im Unterostalpin Graubündens dauert die Sedimentation bis in die tiefere Oberkreide fort mit pelagischen Mergeln (couches rouges), die von einigen 100 m Flysch überlagert werden (TRÜMPY 1975). Aus dem Raum der Err-Bernina-Decken kann die Schüttung allothigener Komponenten nicht herzuleiten sein. Sieht man in diesem Zusammenhang, daß Schubfetzen in der Arosa-Zone, die zweifelsfreie Losensteiner Schichten mit typischen Konglomeraten führen, nach SW über das Große Walsertal hinaus nicht mehr auftreten und daß in der eigentlichen Arosa-Zone Graubündens derartige Konglomerate nicht vorhanden sind, dann läßt sich ein Ausklingen dieser Konglomeratschüttungen nach W denken (vgl. Abb. 7). Ein unterostalpines Liefergebiet, das sich in Malm und Unterkreide lokal durch Flachwassersedimentation auszeichnete, ging möglicherweise nach W in tiefermarine Bereiche mit Aptychenkalksedimentation über. Im E früher einsetzende tektonische Bewegungen führten im Alb zur Emersion und stellenweisen Abtragung bis aufs Grundgebirge.

Über die hier aufgezeigten Ähnlichkeiten im geologischen Aufbau des Liefergebietes allothigener Gerölle der Mittelkreide mit dem Gesteinsbestand des Unterostalpins, kann und soll eine präcenomane Überwältigung des Südpenninikums nicht widerlegt werden. Es wird aber deutlich, daß sich

aus dem Geröllbestand der Alb-Konglomerate kein zwingender Beleg für einen Anschluß des Ostalpin an das Mittelpenninikum während des Alb ableiten läßt.

Viel wahrscheinlicher wird dagegen ein Liefergebiet in Form einer Festlandzone am Nordrand der ostalpinen Großeinheit, die möglicherweise durch basale Anschoppung infolge der Subduktionstätigkeit über Erosionsniveau gehoben wurde und die sowohl aus kristallinem Grundgebirge mit permo-mesozoischer Sedimentauflage des Unterostalpin als auch aus (?) obduziertem ozeanischem Krustenmaterial bestand.

FAUPL (1978), der für den gesamten südpenninischen Bereich der Ostalpen einen Abschluß der Subduktion nach dem Cenoman annimmt, kommt zu einer entsprechenden Lage und Definition des Liefergebietes, das er in Anlehnung an KOCKEL (1923) „Rumunischer Rücken" nennt.

Bei der zu beobachtenden erstaunlichen Ähnlichkeit in der Ausbildung der klastischen Losensteiner Schichten und ihrer Äquivalente, von Vorarlberg im Westen bis in die Karpaten im Osten, wird man mit der Vorstellung eines schmalen „Rückens" nicht auskommen.

Die Ergebnisse stützen damit auch die paläogeographischen Vorstellungen von MÜLLER (1973), OBERHAUSER (1973), FRISCH (1976), DIETRICH (1976) und DIETRICH & FRANZ (1976).

6. ZUSAMMENFASSUNG

1. Für eine nördliche Herkunft des Detritus der Losensteiner Schichten konnten weitere sedimentologische Hinweise gefunden werden.
2. Nicht nur die Gerölle magmatischer und metamorpher Gesteine in den Konglomeraten sind als „exotisch" (ortsfremd, nicht der Umgebung des Ablagerungsraumes entstammend) anzusehen, sondern auch ein erheblicher Teil der Sedimentgesteinskomponenten.
3. Keinem der untersuchten Gerölle kommt ein eindeutiger paläogeographischer Leitwert zu. Aus der Gesamtheit des Geröllspektrums der Losensteiner Schichten läßt sich jedoch ein Liefergebiet rekonstruieren, dessen Gesteinsbestand zwanglos mit dem der unterostalpinen Einheiten der Ostalpen und des West-Ostalpen-Grenzbereiches vergleichbar ist.

DANK

Den Herren W. FRISCH, H. HAGN, E. OTT und W. ZACHER danke ich herzlich für Anregungen, Diskussionen, für Hilfe bei Bestimmungsarbeiten und dafür, daß Sie mir Literatur und Vergleichsmaterial zur Verfügung stellten.

7. LITERATURVERZEICHNIS

AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th. (1909): Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. – Jahrb. Geol. R.-A., **59:** 289–332; Wien.

BERTLE, H. (1973): Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens. Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **22:** 1–60; Wien.

BIRKENMAJER, K. (1960): Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. – Jahrb. Geol. B.–A., **103:** 1–35; Wien.

BÖGEL, H. (1976): Eine Geotraverse durch die mittleren Ost- und Südalpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **56:** 567–579; Zürich.

BRINKMANN, R. & GUNDLACH, K. & LÖTGERS, H. & RICHTER, W. (1937): Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. – Geol. Rdsch., **28:** 438–447; Berlin.

BROILI, F. (1914): Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. – N. Jahrb. Min. Geol. Paläont. Beil., **37:** 391–445; Stuttgart.

BURGER, H. (1978): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Osträtikon). – Eclogae geol. Helv., **71/2:** 255–266; Basel.

CLAR, E. (1940): Von der Tarntaler Breccie (Lizum). – Stz. Ber. Akad. Wiss., Wien, math.-naturwiss. Kl. I, 149; Wien.

— — (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Z. dtsch. geol. Ges., **116:** 267–291; Hannover.

CONRAD, M. A. (1977): The lower cretaceous calcareous algae in the area surrounding Geneva (Switzerland): biostratigraphy and depositional environments. – In: E. FLÜGEL (ed.) Fossil algae, 295–300; Springer, Berlin.

— — & PEYBERNES, B. (1976): Hauterivian – albian dasycladaceae from the Urgonian limestones in the French and Spanish eastern Pyrenees. – Geol. Romana, **XV:** 175–197; Rom.

CORNELIUS, H. P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe. – Beitr. geol. K. Schweiz, NF **70**, 321 pp; Bern.

DEWEY, F. J. & PITMAN, C. W. & RYAN, F. B. W. & BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the alpine system. – Geol. Soc. Amer. Bull., **84:** 3137–3180; Colorado.

DIETRICH, V. (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin. – Eclogae geol. Helv., **63/2:** 631–671; Basel.

— — (1976): Plattentektonik in den Ostalpen – Eine Arbeitshypothese. – Geotekt. Forsch., **50:** 1–84; Stuttgart.

— — & FRANZ, U. (1976): Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – Geotekt. Forsch., **50:** 85–109; Stuttgart.

DÜNNER, H. (1934): Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. – Diss. Phil. Fak. Univ. Zürich, 134 pp; Winterthur.

EL NOOR, W. (1966): Geologische Spezialuntersuchungen in den östlichen Allgäuer Alpen (Unterjoch, – Sorgschrofen, – Vilstal). – ungedr. Dipl.-Arbeit Techn. Hochsch. München, 80 pp; München.

ENZENBERG, M. (1967): Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **17** (Jg. 1966): 5–50; Wien.

FAUPL, P. (1978): Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25:** 81–110; Wien.

FENNINGER, A. & HÖTZL, H. (1965): Die Hydrozoa und Tabulozoa der Tressenstein- und Plassenkalke (Ober-Jura). – Mitt. d. Museums f. Bergbau, Geologie u. Technik am Landesmuseum Joanneum, Graz, **27:** 1–61; Graz.

FINGER, W. (1975): Jurassic marine scarp breccias in the Lower Austroalpine belt of Julier Pass (Graubünden/Switzerland). – IX. Int. Congr. of Sedim., 1975, Nizza, 119–126; Nizza.

FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikum im Tauernfenster. – Aufschluß, Sonderheft **15:** 30–58; Heidelberg.

FRISCH, W. (1968): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). – Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud., **18:** 287–336; Wien.

— — (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rdsch., **65**/2: 375–393; Stuttgart.

— — (1981): Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean. – Geol. Rdsch., **70:** 402–411; Stuttgart.

GAUPP, R. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. – Diss. Techn. Universität München, 282 pp; München.

— — (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – Zitteliana, **8:** 33–72, München.

GRUNAU, H. (1947): Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems. – Diss. Univ. Bern, 109 pp; Bern.

GRUNER, U. (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. – Beitr. zur Geol. Karte d. Schweiz, N. F. **154,** 136 pp; Bern.

GUSIĆ, I. (1975): Lower Cretaceous imperforate Foraminiferida of Mt. Medvednica, northern Croatia (families Lituolidae, Ataxophragmidiidae, Orbitolinidae). – Palaeontol. Jugoslav., **14,** 51 pp; Zagreb.

HAGN, H. (1982): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **22:** 117–135; München.

KOCKEL, C. W. (1923): Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. – Mitt. Geol. Ges. Wien., **15** (Jg. 1922): 63–168; Wien.

KOLLMANN, H. A. (1968): Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (Oberösterreich). – Vh. Geol. B. A., **1968:** 126–136; Wien.

KRAUS, E. (1951): Die Baugeschichte der Alpen – 2 Bde. – Akademie-Verlag Berlin.

KREUZER, H. & MORTEANI, G. & ROEDER, D. (1980): Geodynamic evolution of the Eastern Alps along a geotraverse. – In H. CLOSS et al. (Hrsg.): Mobile Earth, Int. Geodynamics Project; Final report, Deutsche Forschungsgemeinschaft, 51–64; Bonn.

LÖCSEI, J. (1974): Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. – Jahrb. Geol. B. A., **117:** 17–54; Wien.

MAHEL, M. (1963): Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und die Beziehung einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen. – Jahrb. Geol. B. A., **106:** 429–447; Wien.

MIŠIK, M. & JABLONSKÝ, J. & MICK, R. & SIKORA, M. (1981): Konglomerate mit exotischem Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten – paläogeographische und tektonische Interpretation. – Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae, Geol., **37:** 5–55; Bratislava.

MÜLLER, K. (1973): Das ,,Randcenoman der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. – Geol. Rdsch. **62.,** 1: 54–96; Stuttgart.

OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläozän im Ostalpenraum. – Jahrb. Geol. B. A., **111:** 115–145; Wien.

— — (1973): Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., **63**/1: 96–106; Stuttgart.

— — (1978): Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogenese wichtiger Umstände. – Verh. Geol. B. A., **2:** 43–53; Wien.

— — (Red.) (1980): Der geologische Aufbau Österreichs. – Hrsg. Geol. Bundesanstalt Wien, 700 pp; Wien.

OTT, E. (1972): Zur Kalkalgen-Stratigraphie der alpinen Trias. – Mitt. Ges. geol. Bergbaustud. Österreich., **21:** 455–464; Innsbruck.

OTT, W. F. (1969): Zur Geologie des Sulzfluh-Kalkes (Malm) in Graubünden und Vorarlberg. – Diss. Univ. Darmstadt, 187 pp; Darmstadt.

PREY, S. (1978): Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 69 (Jg. 1976): 1–2; Wien.

ROSSNER, R. (1976): Neue Daten zur Mikrofazies und Mikrofauna der karbonatischen zentralalpinen Trias der Nördlichen Radstädter Tauern. – N. Jahrb. Geol. Paläont. Mh., **9:** 541–557; Stuttgart.

THIELE, O. (1970): Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B. A., **1970:** 230–244; Wien.

TOLLMANN, A. (1959): Bericht über die geologischen Aufnahmen 1958 in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156-Muhr). – Verh. Geol. B. A., A 91–95; Wien.

— — (1965a): Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. – 1. Teil: Verh. Geol. B. A., Sonderheft Q: 103–133, Wien. — 2. Teil: Z. Dtsch. Geol. Ges., Jahrb. 1964, **116:** 359–389; Hannover.

— — (1965b): Gehören die Tatriden zum Unterostalpin oder Pennin? – Geologicky Sbornik XVI., **2:** 273–278; Bratislava.

— — (1976a): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. II, Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 pp; Deuticke Wien.

— — (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. III, Orogene Stellung und regionale Tektonik. – 449 pp; Deuticke Wien.

— — (1977): Geologie von Österreich, Bd. I, Die Zentralalpen. – 766 S; Deuticke Wien.

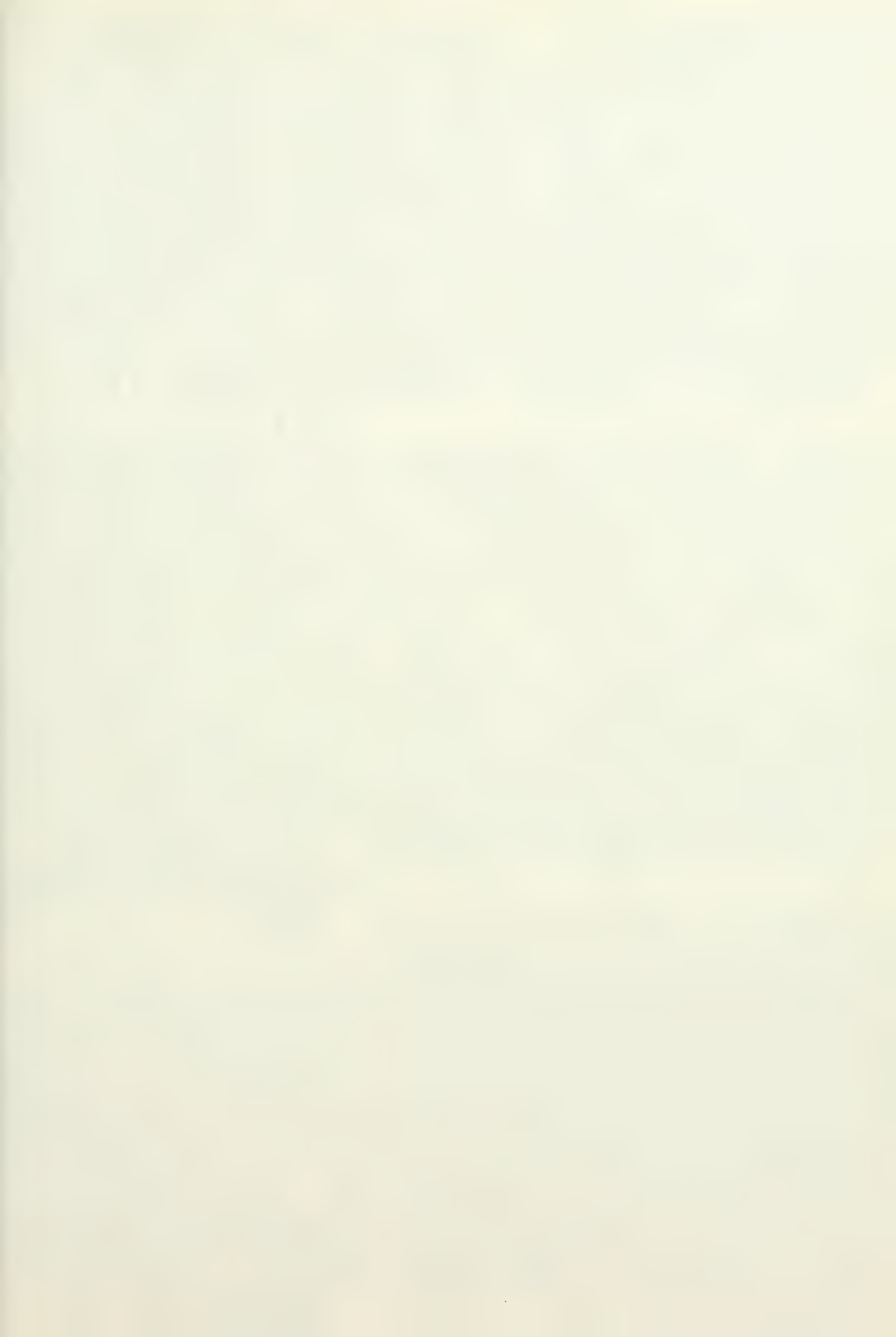
TRÜMPY, R. (1975): Penninic-austroalpine boundary in the Swiss Alps. – A presumed former continental margin and its problems. – Amer. J. Sci., **275** A: 209–238; New Haven.

ZACHER, W. (1966): Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). Mit einem mikropaläontologischen Beitrag von F. BETTENSTAEDT. – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol., **6:** 213–228; München.

ZEIL, W. (1955): Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. – N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh., **101:** 141–226; Stuttgart.

— — (1956): Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. – N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh., **103,** 375–412; Stuttgart.

ZUPANIĆ, J. & BABIĆ, L. (1981): Lower cretaceous basinal clastics (Ostrc Formation) in Mt. Ivanscica (northwestern Croatia). – Prirodoslovna istrazivanja Acta Geologica, **11**/1: 1–44; Zagreb.



TAFEL 1

Kalkgerölle aus Konglomeraten der Losensteiner Schichten

Fig. 1. Biopel-Lumpsparit mit zahlreichen Anschnitten der Wirtel von *Clypeina jurassica* FAVRE (Malm-Flachwasserkalk).
Schliff H5641
Arosa-Zone, Blasenka Westhang, 1930 m NN, Großes Walsertal.

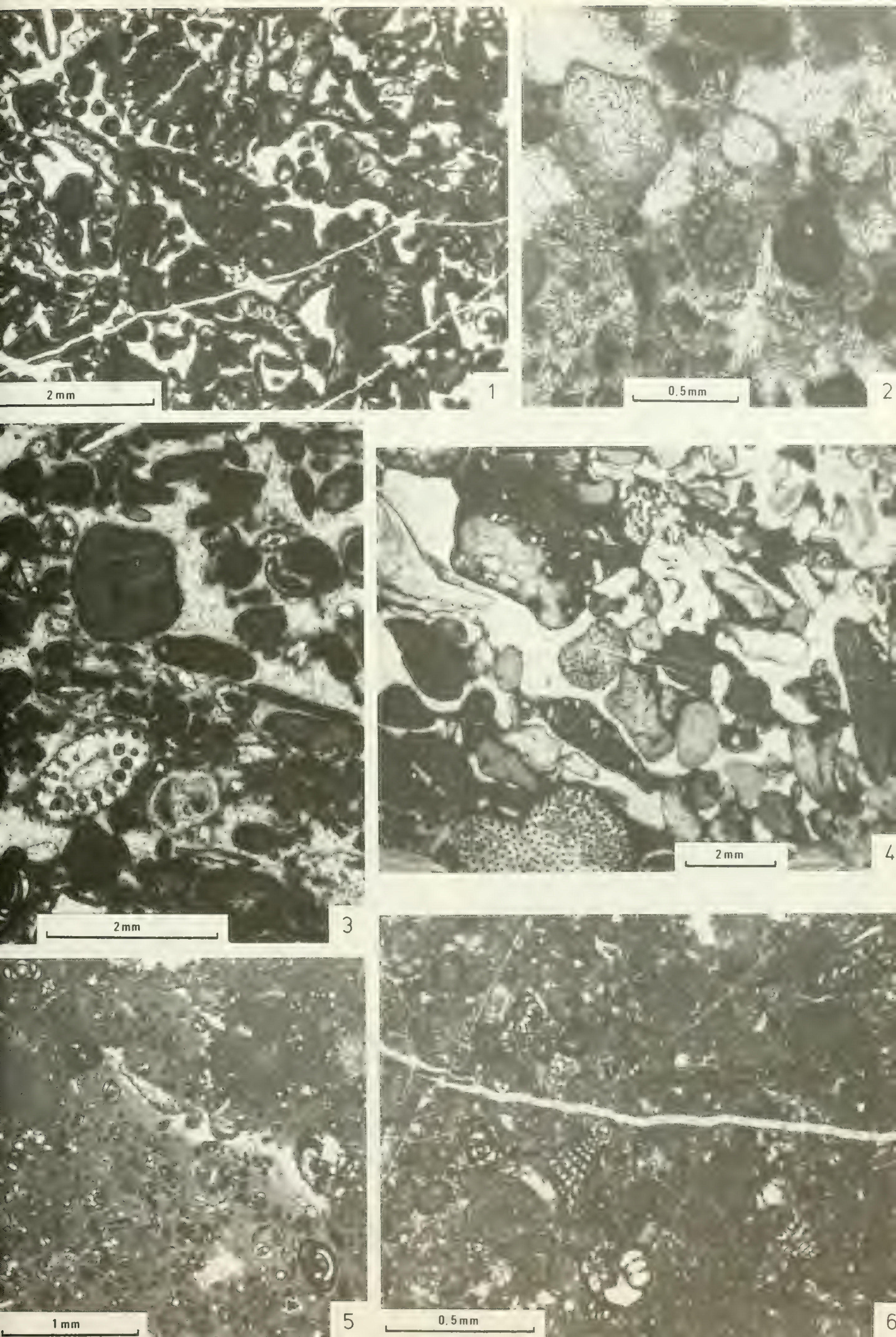
Fig. 2. *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK in Intrabiopelsparit mit *Tubiphytes* sp. und Bryozoenresten. Weiterhin im Schliff *Bacinella irregularis* RADOICIC, Mollusken-, Korallen- und Echinodermenschutt, Kalkschwämme und Milioliden (Malm-Flachwasserkalk).
Schliff H54910
Arosa-Zone, Bärgunt 1800 m NN, Hinteres Kleines Walsertal.

Fig. 3. Biosparit mit *Acroporella radoicici* PRATURLON, *Coptocampylodon fontis* PATRULIUS, *Acicularia* sp., Milioliden, Gastropoden- und Echinodermenfragmenten, andernorts im Schliff auch *Salpingoporella* sp.
(Unterkreide-Flachwasserkalk, ,,Urgonfazies").
Schliff H63729
Cenoman-Randschuppe, Häusellochbach W Unterjoch, 1300 m NN.

Fig. 4. Biosparit mit Codiaceenresten, crustosen Corallinaceen, Echinodermen- und Molluskenfragmenten und Orbitolinen.
(Unterkreide-Flachwasserkalk, ,,Urgonfazies").
Schliff H54936
Arosa-Zone, Bärgunt 1800 m NN, Hinteres Kleines Walsertal.

Fig. 5. Milioliden-Biopelmikrit der Unterkreide. Der Schliff (H54937) führt an anderer Stelle *Palorbitolina* sp., *Sabaudia minuta* HOFKER und *Rheophax* sp.
Arosa-Zone, Bärgunt 1810 m NN, Hinteres Kleines Walsertal.

Fig. 6. Milioliden-Biopelmikrit mit *Sabaudia minuta* HOFKER.
(Unterkreide-Flachwasserkalk)
Schliff H54912
Arosa-Zone, Bärgunt 1810 m NN, Hinteres Kleines Walsertal.


2mm
1
0.5mm
2
2mm
3
2mm
4
1mm
5
0.5mm
6

TAFEL 2

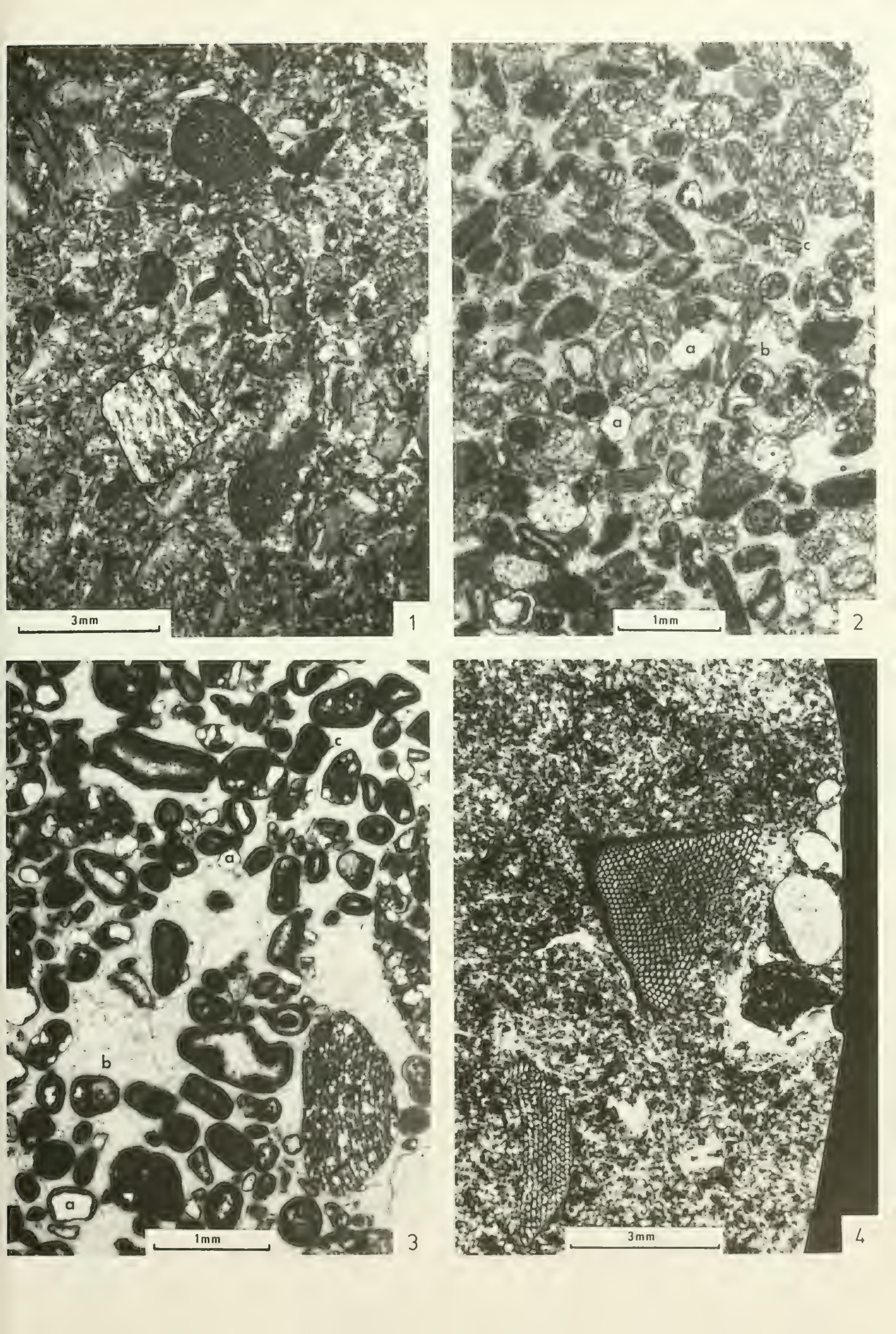
Kalkgerölle aus Konglomeraten der Losensteiner Schichten

Fig. 1. Intrabiosparit mit Orbitolinen, Molluskenschalenbruchstücken, Resten von Echinodermen und Codiaceen, Corallinaceen, Textularien, Milioliden sowie siliziklastischem Detritus (polykristalliner Quarz in Bildmitte).
(Höhere Unterkreide)
Schliff H6387
Cenoman-Randschuppe, Weißenbach W Unterjoch, 1150 m NN.

Fig. 2. Oosparitischer Kalk mit Quarz (a), Serpentinit/Chlorit (b) und Chromspinell (c). Die Ooidrinden sind verkieselt, ein Teil der silikatischen Partikel wird durch Karbonat verdrängt.
(Höhere Unterkreide)
Schliff H63745
Cenoman-Randschuppe, Häuselloch-Alm W Unterjoch, 1300 m NN.

Fig. 3. Intraoosparit mit Quarz (a), Chlorit-Serpentinit-Aggregaten (b) und Chromspinell (c). Die kantigen siliziklastischen Partikel sind Kerne von Ooiden oder Bestandteile von Lumps.
(Höhere Unterkreide)
Schliff H4747
Allgäudecke, E Schrecksee, 1860 m NN.

Fig. 4. Geröll eines orbitolinenführenden Kalkarenits, das vor der Umlagerung in die Konglomerate der Losensteiner Schichten von Organismen angebohrt wurde. Das entstandene Bohrloch ist mit siliziklastischem Detritus (gut gerundete Quarzkörner und Basaltgeröllchen) gefüllt.
(Höhere Unterkreide)
Schliff H5217
Cenoman-Randschuppe, Riesenbach/Vilstal W Pfronten, 1245 m NN.


3mm
1
a
a
b
c
1mm
2
c
a
b
a
1mm
3
3mm
4



Zitteliana	10	173–181	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Senonian to Paleogene palaeogeographic and tectonic development of the Myjavská Pahorkatina Upland (West Carpathians, Czechoslovakia)

By

JOSEPH SALAJ & AUGUSTÍN BEGAN*)

With 5 figures in the text

ABSTRACT

The sediments studied formerly designated as Gosau sediments are found on the southern side of the Klippen Belt at its western border. The Senonian sediments are designated as the Brezová group and the Paleogene sediments as the Myjava group. We distinguish here: the Bradlo (southern), Stará Turá (transitional), Surovín (northern) and Rašov developments. The first two, on the contrary to other developments, have the basal Coniacian – Campanian conglomerate lithofacies resting transgressively on the horst system of the Brezovské hory and Čachtické hory mountains Mesozoic. The last two developments about which we conclude that there was no interruption in sedimentation (in the Middle Cretaceous), are conformable with the substratum formed by the Triassic to Lower Cretaceous.

This Mesozoic, on the basis of pebble analysis of Albian conglomerates, on the contrary to the opinion of MIŠÍK and SÝKORA (1981), we consider as a remnant of the preserved horst of the Klape sedimentation zone, emerged and prevailingly eroded away to its crystalline substratum in the Albian to Turonian.

Before the preserved part of the mentioned horst was flooded by the Senonian sea, freshwater schizophyte limestones (HANÁČEK 1956) and brackish coal seams (DROPA, verbal communication) deposited on it. Later, during the Laramide phase of folding it was squeezed out diapirically from the substratum, on the contrary to the opinions of other authors, who consider its Mesozoic as a Gemeride nappe thrust the south during the Subhercynian folding.

KURZFASSUNG

Am westlichen Ende der Westkarpaten auf der Südseite der Klippen-Zone treten Oberkreide-Ablagerungen auf, die man früher als Gosau bezeichnete. Sie werden als Brezova-Gruppe zusammengefaßt, ihre palaeogene Fortsetzung als Myjava Gruppe.

Es lassen sich vier unterschiedliche Einheiten unterscheiden: Bradlo im Süden, Stará Turá als Übergangsfazies, Surovin weiter nördlich und die Rašov-Einheit im Norden. In den Bradlo- und Stará Turá-Einheiten setzte die Sedimentation im Gegensatz zu den übrigen Abfolgen erst in der Oberkreide ein. Basale Konglomerate des Coniac bis Campan transgredieren über turone Süßwasser-Algenkalke und brackische Kohle-Flöze, die ihrerseits dem horstartig herausgehobenen Mesozoikum der Brezovské hory und Čachtické hory Berge auflagen. In den beiden nördlichen Abfolgen liegt dagegen unserer Meinung nach eine seit der Trias kontinuierliche Sedimentation vor, die sich ohne mittelkretazische Unterbrechung bis in die Oberkreide fortsetzt. Aufgrund von Geröll-Analysen der Alb-Konglomerate sehen wir im Gegensatz zu MIŠÍK & SYKORA (1981) im Mesozoikum der beiden ersten Einheiten einen Rest der Sedimentation in der Klape-Zone, die in der Zeit vom Alb bis in das Turon stärker herausgehoben, und im Osten bis auf die kristalline Unterlage erodiert wurde, und nicht Reste der Gemer-Decke. Während der laramischen Faltungsphase wurde die mesozoische Abfolge von ihrer Unterlage diapirisch abgequetscht, und nicht als Gemer-Decke bereits während der subherzynen Phase nach Süden abgeschert.

*) J. SALAJ and A. BEGAN, Dionýz Štúr Institute of Geology, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava, Czechoslovakia.

INTRODUCTION

At the southwestern termination of the West Carpathians in Slovakia, between the mountains of Little Carpathians in the south – unit of the Central Carpathians – and the Klippen Belt in the north, Upper Cretaceous and Paleogene sediments are lying, which for their position and lithofacial similarity were considered as equivalent of the Gosau development in the Alps (Štúr 1860, Andrusov 1959, Salaj 1960).

LITHOFACIAL AND STRATIGRAPHIC CHARACTERIZATION

It has been proved by detailed studies (Salaj & Began 1963) that there are lithofacial and stratigraphical differences, which permitted to distinguish these sediments of the Myjavská pahorkatina Upland as a particular development.

On the basis of lithofacial and stratigraphical differences as well as of palaeogeographical interpretations we divided the Upper Cretaceous and Paleogene sediments into 4 developments; from south to north they are: 1. Bradlo development (southern), 2. Stará Turá development (transitional), 3. Surovín development (northern), 4. Rašov development (northernmost).

1. The Bradlo development is characteristic in basal sediments transgreding on the horst system of the Brezovské Karpaty and Čachtické Karpaty mountains Mesozoic (Fig. 1). Before transgression, however, on this horst, which was part of the Klape ridge, freshwater schizophyte limestones (Hanáček 1956) and brackish coal seams deposited (Dropa, verbal communication). On the contrary to present interpretation we do no consider the underlying Mesozoic as part of the Gemeride nappe but we suppose that it was partially diapirically squeezed out from the substratum of the Klape sedimentation area to the surface in the time of the pre – Senonian folding.

The Senonian transgression begins with the Valchov conglomerates (Samuel, Salaj & Began 1980), which are accompanied by carbonate sandstones and clastic limestones. With advancing transgression the age of this formation is Coniacian to Campanian. The Upper Coniacian is represented by the Štverník marls. The overlying formation of Hurbanova dolina is of flysch character and Santonian age. The Lower Campanian, variegated, predominantly red marls, make up the Košariská formation; the Middle and Upper Campanian represents the Podbradlo formation – flysch with prevalance of marls and layers of microconglomerates. The Upper Campanian to Lower Maastrichtian are formed by organodetrital and organogenic limestone, socalled orbitoids limestones of Široké bradlo; the facies of blue marls with inocerams – Mosnáčov marls – is Lower Maastrichtian; the Podlipovec flysch is represented by Upper Maastrichtian marls, marlstones, sandstones and fine-grained conglomerates. The stratigraphical hiatus between the Cretaceous and Paleogene, characteristic of this development, corresponds to the Danian and Montian. Upper Paleocene to Lower Eocene is the Kravariky formation, which is of transgressive character and represented by conglomerates, sandstones and reef blocks. It is resting conformably on its underlier. The development is terminated with the Priepastné formation – Upper Paleocene to Lower Eocene – flysch alternation of calcareous sandstones, claystones and variegated marls.

2. The Stará Turá development is represented at surface only by the youngest – Lubina formation, formed by detrital and organic limestones, conglomerates, sandstones and marlstones of stratigraphical range Middle Paleocene to Lower Eocene. This formation was encountered by a deep borehole (LU-1) (Leško et al. 1978). In its underlier the Middle Cretaceous was drilled, which we suppose to be part of the Klape ridge and so also of the substratum of Upper Cretaceous and Paleogene sediments of the Myjavská pahorkatina Upland.

3. The development of Surovín is, similarly as the Stará Turá development, incomplete and at surface we know the youngest sediments only.

The Polianka formation of Upper Campanian to Danian age is formed by marls and marlstones with layers of calcareous sandstones. It is overlain by algal-coral limestones allodapic in its lower part, conglomerates and marls of Middle – Paleocene to Lower Eocene age, designated as Dedkov vrch formation. The Middle and Upper Eocene is represented by sandstones, shales and red claystones of the Jablonka formation. This development is terminated with shales of menilite type, belonging to the uppermost Eocene.

4. The Rašov development. As a marginal type of sedimentation at the northern margin of the Klape sedimentation zone we distinguished the Rašov development, which occurs at the tectonic contact with the Klippen Belt and was considered as part of the "klippen mantle" (Andrusov 1959). It is a formation of sandstones, conglomerates, marls and organogenic limestones of Santonian – Campanian age.

For comparison we mention the bed sequence of the Gosau Cretaceous and Paleogene as we compared it near Gosau in the Eastern Alps.

COMPARISON OF THE GOSAU DEVELOPMENT OF THE NORTHERN CALCAREOUS ALPS AND OF THE BREZOVÁ GROUP IN THE WEST CARPATHIANS

In the last time we had the possibility to see some type localities of the Gosau of the Northern Calcareous Alps near Gosau (TOLLMANN 1976; PLÖCHINGER, in OBERHAUSER et al. 1980), accompanied by geologists studying this problem mainly from a stratigraphical standpoint (KOLLMANN and SUMMESBERGER).

The bed sequence of this Upper Cretaceous in Gosau is as follows:

1. Basal Lower Coniacian conglomerates – Kreuzgrabenschichten of variable thickness, maximum 200 m. The material is local. This member is coincident with basal transgressive lithofacies of the Brezová group.

2. The Streiteckschichten beds are represented by sandy limestones, calcareous sandstones with corals, bivalves and gastropod *Actaeonella laevis,* with layers of conglomerates of similar type as the basal conglomerates. The whole sequence is 100–150 m thick. It is interpreted as Coniacian in age (PLÖCHINGER in OBERHAUSER et al. 1980). We compare this formation with higher Coniacian sandy limestones with *Actaeonella gigantea* and recrystallized echinoids.

3. The Grabenbachschichten beds belong to the Upper Coniacian also at the locality Gosau, as mentioned by PLÖCHINGER (in OBERHAUSER et al. 1980). They are slightly sandy dark marls, 150–250 m thick. We compare them with the Upper Coniacian Štverník marls. On the basis of new knowledge (KOLLMANN & SUMMESBERGER, verbal communication) at least a part of these marls must belong to the Lower Santonian, as proved by finds of *Inoceramus unduloplicatus* and *Texanites* sp.

4. The overlying Hochmoosschichten beds are already Santonian. They build up a 300 m thick formation of solid marls with intercalations of sandy marlstones to marly sandstones with isolated layers (2–3) of conglomerates with exotic material and several layers of hippurite limestones, which are predominating mainly in in uppermost layers of the formation. This formation is terminated with a distinct sandstone bank. Besides hippurites *Actaeonella laevis, Parapuzosia conicus, Placenticeras* sp. and *Muniericeras* sp. are found here. In the sense of KOLLMANN & SUMMESBERGER (verbal communication) this formation belongs to the Upper Santonian.

Although there is some analogy with the Santonian flysch sequence of the Brezovské hory Mts., the differences are mainly: a) stratigraphically – the Brezovské hory Mts. flysch corresponds to the whole Santonian, in Gosau it represents the Middle to Upper Santonian only; b) the whole Santonian of the Brezová group is of flysch character; hippurite limestones with a fauna like in Gosau are missing at all. An analogy with the Brezová group Santonian is the presence of exotic conglomerates and thin, 2 mm–1 cm thick layers of coal.

5. Randoschichten beds – Lower Campanian marls with *Globotruncana elevata.* Although a different formation, we put it into relation with variegated marls of the Košariská formation.

6. Ressenschichten beds – marls with layers of sandy marls, with sporadical layers of microconglomerates, thickness 200–300 m. The formation contains *Inoceramus mülleri;* from the microbiostratigraphical viewpoint it is still the *Globotruncana elevata* Zone – Middle Campanian.

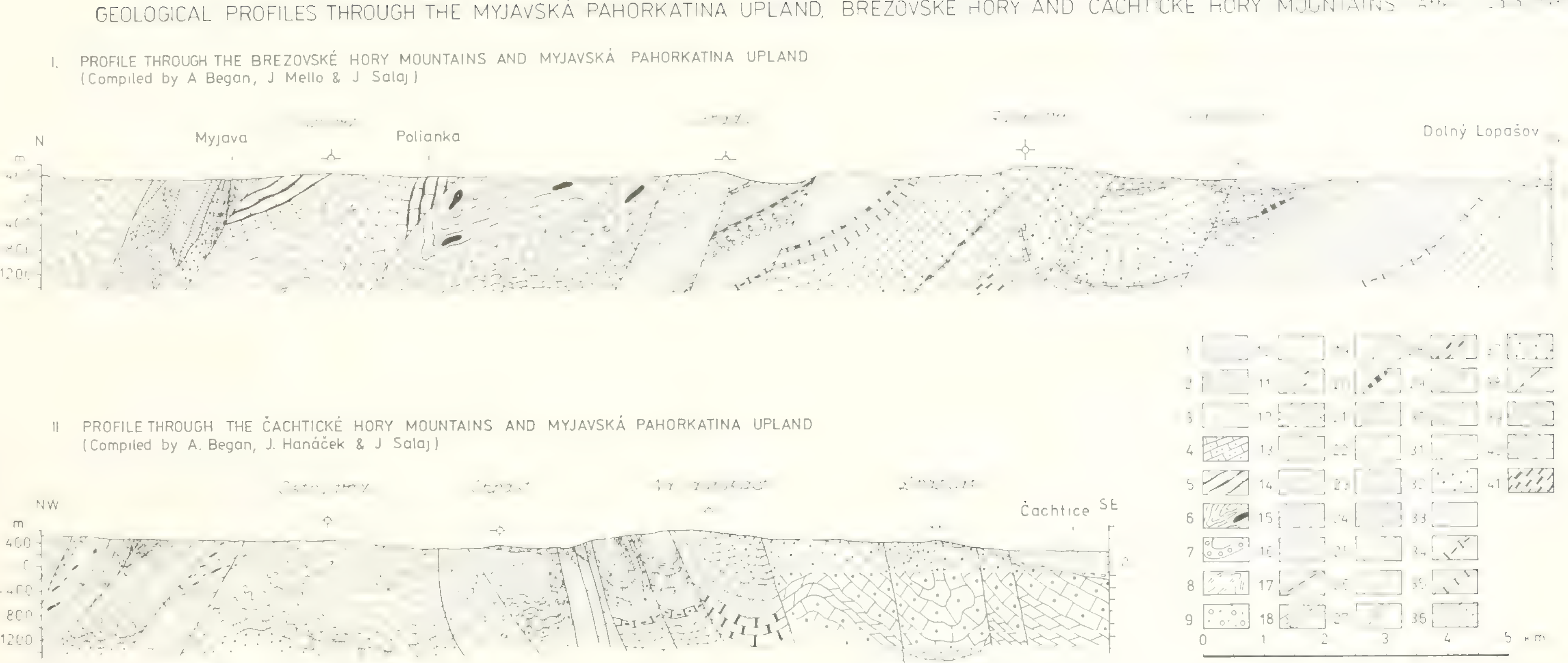
7. Higher up there are the Glaselbachschichten – a flyschoid formation with fine-grained conglomerates (thickness about 300 m). In the Myjavská pahorkatina Upland we put both these formations into relation with the Middle Campanian flyschoid formation of the Podbradlo formation.

8. Overlying are the Nierentaler Schichten beds of Upper Campanian to Lower Maastrichtian age, 400 m thick. This formation of variegated marls could be equivalent in age, but quite different in lithology, with the Upper Campanian to Lower Maastrichtian orbitoid limestones and *Inoceramus* marls.

9. The youngest Cretaceous – Paleogene formation is represented by the Upper Maastrichtian – Eocene Zwieselalmschichten beds, which are transgressive. In the lower part there are exotic conglomerates (30–50 m) of Maastrichtian age. This formation can be partly correlated with the flysch sequence of the Podlipovec formation with orbitoid conglomerate limestones and exotic conglomerates in the lower part. The Paleogene part of the Zwieselalmschichten beds, not studied nearer in the area of Gosau, is represented by a flysch sequence with layers of conglomerates with variegated marls in the Upper Paleocene and foraminifer-rich marls with layers of sandstones in the Eocene. Interesting is the presence of pebbles of reef algal-coral limestones probably of Upper Paleocene to Lower Eocene age. In our opinion, however, the Zwieselalmschichten beds can mainly be correlated with the Kravariky formation and Priepastné formation.

It is evident that in the Myjavská pahorkatina Upland Cretaceous and Paleogene sediments are largely different from those of the Gosau development of the Northern Calcareous Alps. In the Gosau of the West Carpathians only sediments with marls and hippurite limestones (besides conglomerates) should be included. They are residual sediments preserved in the southern parts of the West Carpathians only.

GEOLOGICAL PROFILES THROUGH THE MYJAVSKÁ PAHORKATINA UPLAND, BREZOVSKÉ HORY AND ČACHTICKÉ HORY MOUNTAINS



Compiled on the basis of manuscript archival geological map of the Myjavská pahorkatina upland, Brezovské hory and Čachtické hory mountains 1:50 000
(A Began, J Hanáček, J Mello & J. Salaj 1981)

PALAEOTECTONIC DEVELOPMENT OF THE AREA

In the substratum of the Upper Cretaceous and Paleogene sediments of the Myjavská pahorkatina Upland the Mesozoic of the Brezová Carpathians and Čachtice Carpathians and the Mesozoic of the White Carpathians occur (Fig. 1). The Mesozoic of the former two areas has so far been interpreted as part of a higher Subtatric nappes. The Mesozoic of the Čachtice Carpathians is represented by the Nedzov nappe (ANDRUSOV 1936), while the Mesozoic of the Brezová Carpathians and White Carpathians is formed by the Jablonica nappe (MAHEL' et al. 1962).

On the basis of analysis of pebbles (MIŠÍK, MOCK & SÝKORA 1977; MIŠÍK & SÝKORA 1981; SALAJ & BEGAN in SALAJ 1982) we conclude that the Mesozoic of both mountains represents the preserved remnant of the Ultrapieninic ridge, which we consider as part of the Klape ridge (Fig. 2).

Toward the east this ridge was eroded and supplied material for Cretaceous interformational conglomerates of the Upohlava type, which form various stratigraphical horizons in the Klape Group from the Albian to the Maastrichtian. They point to a vertical intensity of the tectonic processes, linked with an extensive horst system of this ridge in its eastern part. In the area of the Myjavská pahorkatina Upland these processes terminated in the Cenomanian before the Coniacian freshwater Turonian coal seams (DROPA, verbal communica-

---

Fig. 1. Geological profiles I and II.

1 = Neogene – Eggenburgian (= Burdigalian); basal conglomerates, sandstones and shales;
2 = Eocene; Zlín beds of the Magura Paleogene;
3 = Middle to Upper Eocene; flysch, at the base with variegated claystones (Surovín development);
4 = Middle to Upper Paleocene; allodapic limestones with *Discocyclina seunesi;*
5 = Upper Paleocene to Lower Eocene; reef-algal-coral limestones, with layers of marls with *Discocyclina seunesi;*
6 = Lower to Middle Eocene; flysch sequence with olistoliths of reef limestones (Surovín development);
7 = Upper Paleocene to Lower Eocene; polymict conglomerates with exotic material, sandstones sandy shales with olistoliths of reef and orbitoid limestones (Bradlo and Stará Turá developments);
8 = Upper Campanian to Danian; greyish-green marls (Surovín development);
9 = Upper Maastrichtian; fine- to medium-grained carbonate conglomerates, sandstones, marls with *Abathomphalus mayaroensis;*
10 = Lower Maastrichtian; marls with inocerams;
11 = Campanian to Maastrichtian; conglomerates, organogenic hippurite and orbitoid limestones, sandstones and marls;
12 = Upper Campanian to Lower Maastrichtian; orbitoid limestones, fine-grained conglomerates (southern development);
13 = Upper Campanian; flyschoid sequence – marlstones, marls and calcareous sandstones;
14 = Lower Campanian; variegated marls with *Globotruncana arca;*
15 = Santonian; flyschoid sequence – sandstones, marls;
16 = Coniacian to Santonian; flysch sequence – sandstones, marls;
17 = Upper Coniacian; grey marls;
18 = Middle to Upper Coniacian; sandy limestones and fine-grained conglomerates;
19 = Coniacian, Santonian, Campanian; basal conglomerates;
20 = ? Turonian to Lower Coniacian; schizophyte brackish to continental limestones;
21 = Albian, in places Cenomanian to Turonian; marls, sandstones and conglomerates;
22 = Barremian to Lower Cenomanian; greyish-green spotted marls;
23 = Tithonian to Aptian; grey spotted limestones, in the Upper Aptian dark organoclastic limestones;
24 = Tithonian to Hauterivian; grey spotted cherty and calpionel limestones;
25 = Upper Malm; grey and pinkish massive muddy limestones with cherts;
26 = Oxfordian to Kimmeridgian; red nodular, cherty to radiolarite limestones, in places the Kimmeridgian – Tithonian in reef development (Plassen limestone) or in facies of marly limestones will allodapic limestones (Barmstein limestone) with *Clypeina jurassica* (FAVRE) and with *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA);
27 = Callovian to Kimmeridgian; radiolarites and nodular limestones;
28 = Liassic; Gresten beds, spotted marly limestones with cherts and layers of grey crinoidal cherty limestones;
29 = Liassic to Lower Dogger; sandy limestones, rarely spotted marls, redish Adneth, grey and red crinoidal limestones;
30 = Rhaetian; Dachstein and lumachelle limestones with *Triasina hantkeni;*
31 = Rhaetian; dark-grey sandy limestones and lumachelle limestones with *Triasina hantkeni;*
32 = Norian; variegated clayey shales, intercalations of dolomites and quartzites – Carpathian Keuper;
33 = Carnian to Norian; Hauptdolomit;
34 = Carnian; Opponitz limestones;
35 = Julian; Lunz beds with *Duostomina alta;*
36 = Ladinian to Cordevolian; dolomites;
37 = Ladinian; Wetterstein limestones with *Diplopora annulata;*
38 = Upper Anisian (Illyrian) to Ladinian; Reifling limestones;
39 = Illyrian; Schreyeralm limestones with *Pilammina densa* PANTIĆ;
40 = Pelsonian to Illyrian; Steinalm limestones with *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ;
41 = Anisian; Gutenstein limestones with *Meandrospira insolita* (HO).

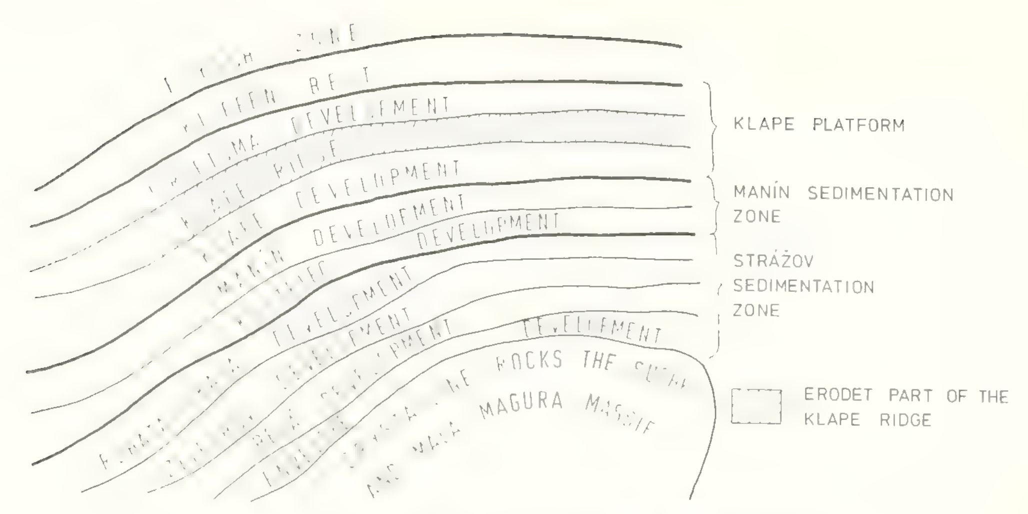


Fig. 2. Sedimentation zones of NW Slovakei (West Carpathians)

tion) and schizophytic freshwater limestones (HANÁČEK 1956) were deposited. To the west in direction to the Northern Calcareous Alps we put the Mesozoic of the Čachtice Carpathians, Brezová Carpathians and White Carpathians in connection with the Ötscher (= Čachtice Carpathians) and Lunz facies of the Northern Calcareous Alps. These considerations are based on the results of OBERHAUSER et al. (1980), TOLLMANN (1972, 1976) and WESSELY (1974). In both regions, the Western Carpathians and Northern Calcareous Alps, both these tectonic units have an equal bed sequence and their linking is mainly stressed by the presence of the Dachstein Limestones as well as locally of the facies of Kimmeridgian – Tithonian allodapic limestones = Barmsteinkalke of the Čachtice Carpathians with *Clypeina jurassica* (FAVRE) and *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA). These limestones with the mentioned microorganisms have been found at several localities (MIŠÍK & SÝKORA 1982). In the last time the reef facies (= Plassen limestones with the same fossils) was found in the Brezová Carpathians (MELLO in BEGAN et al. 1982). The existence of these organo-detrital limestones in Čachtice Carpathians was pointed out first by KULLMANOVÁ (1964).

As already mentioned the Klape ridge (= Ultrapieninic ridge – MAHEL 1980) was essentially eroded to the east and northeast. The study of bed sequences of the individual series as well as the analysis of the pebbles of Albian conglomerates of the Klape Groups in this area permit us to divide the Klape sedimentation area as follows: north of the Klape ridge we place sediments of the Drietoma development with the presence of the Carpathian Keuper, Kössen beds, incomplete Gresten facies and spotted limestones and marls, crinoidal and cherty limestones, dark quartzy shales, radiolarites, nodular and calpionel limestones, marly spotted cherty limestones and Aptian – Albian dark marls (= Tannheimer Schichten of the Northern Calcareous Alps). Important is the presence of flysch with sandy limestones with orbitolines and conglomerates with exotic materiál (= Losensteiner Schichten). In the Northern Calcareous Alps the Frankenfels facies would correspond to the Drietoma development.

Into this part of the sedimentation area we place the Senonian sediments (variegated marls, flysch with exotic material, variegated clays and marls in the Paleocene and Eocene flysch). This facies association can be related with sediments of the Gieshübel depression the Northern Calcareous Alps. We introduce for this development of the Senonian and Paleogene, according to the type locality Kvašov, the name Kvašov development.

In the area of the Myjavská pahorkatina Upland this development does not occur at surface. We suppose, however, that it remained underlying the older members of the Drietoma development.

South of the Klape ridge we place the Klape development sensu stricto (Jurassic and Lower Cretaceous near the Klape klippe, Albian – Coniacian flysch with exotic conglomerates, spherosiderite beds, Upohlava conglomerates, Orlové beds).

The Upper Cretaceous sediments deposited south of the Klape ridge, we compare in the area of Považská Bystrica with sediments of the Myjavská pahorkatina Upland in spite of some differences.

We place the sedimentation area of the Streženice, Manín and Kostelec developments south of the sedimentation area of the Klape development (Fig. 2).

The Kostelec development and Rohatá skala development (northern margin of the Strážov sedimentation area) are of the character of a sedimentation on an elevated substratum (seamount chain), which is accompanied by stratigraphic hiati and condensed sedimentation in the Jurassic.

For completeness of the stratigraphical concept is should be mentioned that the new Strážov sedimentation area (SALAJ 1982) was defined, in which we suppose that the units thrusted later from the south have been formed here. The mechanism of formation of the present-day tectonic structures (SALAJ 1982) of this area is presented in Fig. 3. As a consequence of such an interpretation of the tectonic structure of the area the question of correlation of West Carpathian and Northern Calcareous Alpine units requires a new approach.

For completing it is necessary to remark that MAHEL' (1980) defined the sediments of the Klape development, exotic ridge and Upper Cretaceous sediments of the Manín development as the Periklippen Zone, later MAHEL' (1981) called them the Váhicum. SALAJ (1982) assigned the uneroded part of the Klape ridge, i. e. the Mesozoic of the Brezová Carpathians and Čachtice Carpathians to the Váhicum too.

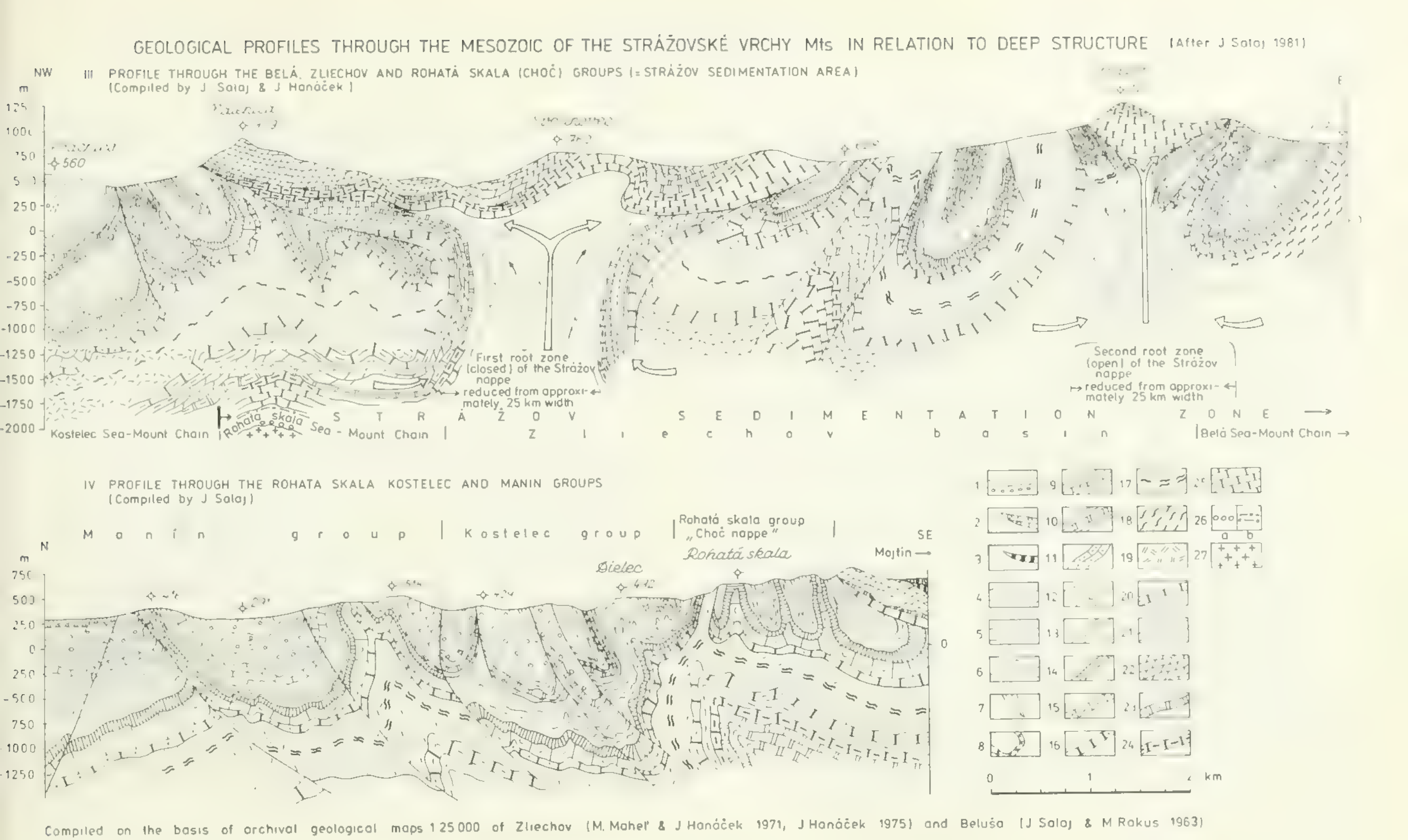


Fig. 3. Geological profiles III and IV.

1 = Eggenburgian; basal conglomerates, sandstones and shales;
2 = Lower Eocene; basal conglomerates and conglomerate limestones with *Alveolina oblonga;*
3 = Middle to Upper Paleocene; bauxites;
4 = Upper Cenomanian; fine-rhytmical flyschoid sequence of the Praznov beds with *Rotalipora cushmani;*
5 = Middle Cenomanian; coarse rhytmical flyschoid sequence of the Belušské Slatiny beds with *Rotalipora montsalvensis* – sandstones, sandy shales and fine-grained exotic conglomerates;
6 = Middle Albian to Lower Cenomanian; marls with planktonic foraminifers;
7 = Upper Albian; flyschoid sequence – sandstones, marls and sandy marls;
8 = Middle Albian; ultrabasic rocks;
9 = Aptian to Middle Albian; dark organo-detrital orbitoline limestones, grey limestones, marls and glauconite limestones;
10 = Aptian to Middle Albian; dark organo-detrital orbitoline limestones, layers of grey Urgonian type limestones, glauconite limestones and marls;
11 = Barremian to Lower Albian; organogenic and organo-detrital orbitoline and hippurite massive limestones (Urgonian facies);
12 = Tithonian to Neocomian; grey banked calpionel limestones (in the Manin Group with layers of chert) and marls;
13 = Upper Oxfordian to Kimmeridgian; light-grey, brownish and pinkish platy limestones;
14 = Callovian to Lower Oxfordian; cherty limestones, nodular limestones, in the Zliechov Group radiolarites;
15 = Liassic to Lower Doggerian; spongolite limestones, sandy light-pinkish, red crinoidal limestones, locally in the Zliechov Group spotted limestones and marls;
16 = Rhaetian; dark-grey sandy limestones and lumachelle limestones with *Triasina hantkeni;*
17 = Upper Carnian to Norian; Hauptdolomit with layers of Keuper shales;
18 = Norian; Carpathians Keuper rocks;
19 = Carnian; dolomites;
20 = Carnian; Opponitz limestones;
21 = Julian; Lunz beds;
22 = Ladinian to Lower Carnian; Wetterstein dolomites;
23 = Ladinian; Wetterstein limestones with *Teutloporella herculea;*
24 = Illyrian; reddish Schreyeralm crinoidal and grey dark cherty Reifling limestones with *Pilammina densa;*
25 = Anisian; dark Gutenstein and Steinalm limestones with *Meandrospira dinarica;*
26 = Scythian; *a* – shales, *b* – basal quartzites and conglomerates;
27 = Pre-Mesozoic basement; Crystalline rocks.

CONCLUSIONS

The main contribution of this study is a different interpretation of the sedimentation zones (Fig. 2.) of the tectonic units of the Brezová Carpathians and Čachtice Carpathians. We substantiate that these units are not derived from the Gemer area but are part of the Klape Zone.

The presented palaeogeographical considerations require a consideration of the individual phases of folding with emphasis of the Klape Zone.

The first tectonic effects which can be analysed in this zone, were in the Triassic. In the Carnian a certain part of the Klape Zone was uplifted. In the Brezová Carpathians and Čachtice Carpathians limestones were deposited in the southern part. On the other hand in the sunken part of the block the facies of the Lunz beds dominated durins the Carnian.

Smaller vertical movements were during the Jurassic, mainly in the Kimmeridgian and Tithonian. Distinct tectonic movements have been at the Aptian – Albian boundary, during which the Klape ridge was uplifted. We suppose that these movements of vertical character persisted until the Turonian. In the Coniacian subsidence of the ridge took place and Coniacian to Upper Eocene or Oligocene sediments were deposited in the Myjavská pahorkatina Upland.

The Laramide phase was only partly expressed in this zone, – a hiatus during the Danian and Montian in the Bradlo development.

During the Savian phase the Brezová Carpathians and Čachtice Carpathians were folded. A part of them was uplifted in form of a horst and eroded.

The area under study has acquired its present-day character during the Bukovec phase (Salaj 1982) before the Upper Karpatian when distinct imbrication and upthrusts have developed. A part of the horst was upthrust (Dobrà Voda upthrust) to the south on Upper Cretaceous and Eggenburgian sediments. During these processes also the northern part of sediments of the Myjavská pahorkatina Upland – Surovín development was overthrust on the southern part along a distinct tectonic line of east-western direction. This phase was also effectively expressed in the Klippen Belt, where the Eggenburgian conglomerates and sandstones were folded in tectonic slices of the Klippen Belt (Fig. 4–5).

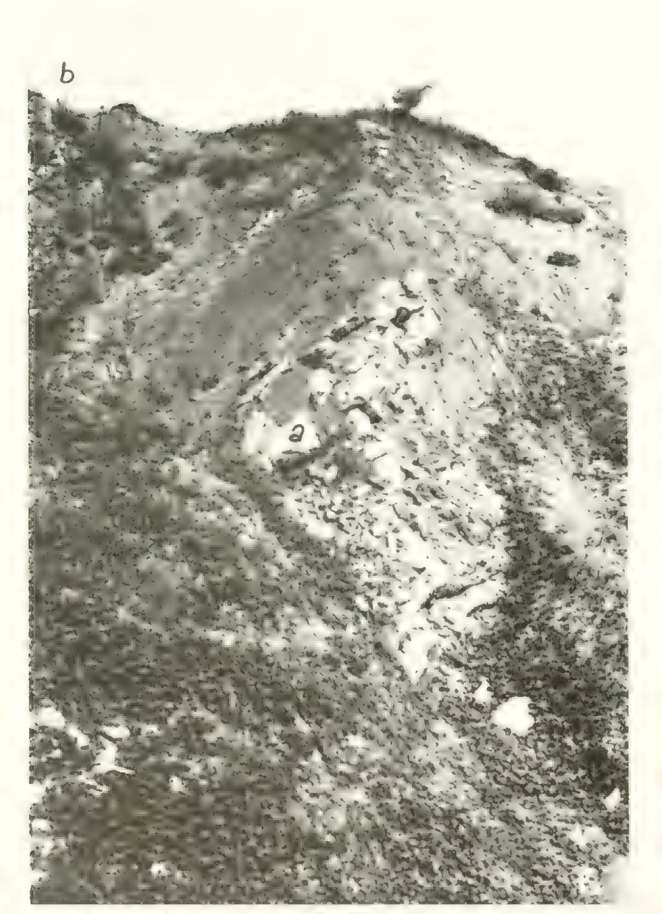


Fig. 4. The Upper Eggenburgian calcareous sandstones (left – b) in tectonic contact with the Neocomian – Albian of the Kysuca Group succession. In the Albian is a further slice of the Upper Eggenburgian (a). Locality: Abandoned quarry in Majeričky near Myjava.



Fig. 5. Detail of tectonic contact of vertically upright Neocomian of the Kysuca Group succession with a higher member of the Eggenburgian (calcareous sandstones).

REFERENCES

ANDRUSOV, D. (1936): Subtatranské příkrovy Západních Karpát. – Carpathica **1:** 3–33; Praha.

— — (1959): Geológia československých Karpát. – Slovenská akadémia vied, p. 1–375, 39 fig., 10 tab., 84 pls.; Bratislava.

BEGAN, A., HANÁČEK, J., MELLO, J. & SALAJ, J. (1982): Geologická stavba Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. – Manuscript. Archív, Geologický ústav D. Štúra; Bratislava.

BEGAN, A. & SALAJ, J. (1978): New Palaeogeographical knowledge in the Upper Cretaceous and Paleogene of Western and Central Slovakia. – In: Palaeogeographical development of the West Carpathians, p. 161–174, 1 pl.; Bratislava.

HANÁČEK, J. (1954): Geológia Nedzovského pohoria. – Geol. zborník, **5:** 59–83; Bratislava.

— — (1956): Schizofytové vápence v triase Nedzovského pohoria. – Geol. zborník, **7:** 305–310, 2 fig., 1 tab.; Bratislava.

— — (1969): Einige neue Erkenntnisse aus der Nedzov-Serie des Gebirges Čachtické pohorie. – Geol. práce, Správy **48:** 103–117, 3 fig.; Bratislava.

KULLMANOVÁ, A. (1964): Niekol'ko litologicko-paleogeografických profilov vrchnojurských a spodnokriedových vápencov v Centrálnych Karpatoch. – Správy o geologických výskumoch v roku 1963, Geologický ústav D. Štúra; Bratislava.

LEŠKO, B., ĎURKOVIČ, T., GAŠPARIKOVÁ, V., KULLMANOVÁ, A. & SAMUEL, O. (1978): New data on geology of the Myjavská pahorkatina upland based on the result of the drill hole Ľubina 1. – Geol. práce, Správy **70:** 35–56, 3 text-fig., 6 pls.; Bratislava.

MAHEL', M. et al. (1962): Vysvetlivky k prehl'adnej geologickej mape ČSSR 1:200000, M-34-XXV – Žilina. Vydavatel'stvo Geofond, p. 1–272; Bratislava.

— — (1980): The Periklippen zone: nearer characterization and significance. – Miner. slovaca **12:** 193–208, 3 fig.; Bratislava.

— — (1981): Island character of Klippen Belt; Váhicum – continuation of southern Penninicum in West Carpathians. – Geologický zborník, Geol. carpathica **32:** 293–305, 4 fig.; Bratislava.

MIŠÍK, M., MOCK, R. & SÝKORA, M. (1977): Trias der Klippenzone. – Geologický zborník, Geol. carpathica **28:** 1–28; Bratislava.

MIŠÍK, M. & SÝKORA, M. (1981): Der pieninische exotische Rücken, reconstruiert aus Geröllen karbonatischer Gesteine kretazischer Konglomerate der Klippenzone und der Manín-Einheit. – Západné Karpaty, sér. geológia, **7:** 7–111, 3 text-fig., 28 pls.; Bratislava.

MIŠÍK, M. & SÝKORA, M. (1982): Allodopische Barmsteinkalke im Malm des Gebirges Čachtické Karpaty. – Geol. zborník, Geol. carpathica **33:** 51–78, 4 fig., 6 pls.; Bratislava.

OBERHAUSER, R. et al. (1980): Der geologische Aufbau Österreichs. p. 1–699, 164 fig. (Springer-Verlag); Wien–New York.

PERŽEL, M. (1966): Neue Kenntnisse über die Stratigraphie der oberen subtatrischen Decken der Kleinen Karpaten. – Geol. práce, Správy **38:** 87–98, 1 tab.; Bratislava.

SALAJ, J. (1960): Vorläufiger Bericht zur Mikrobiostratigraphie der Gosauer Kreide im Gebirge Brezovské pohorie und des Paläogens des Hügellandes Myjavská pahorkatina. – Geol. práce, Správy **18:** 119–130, 1 tab.; Bratislava.

— — (1982): Mesozoic palaeogeographic development in the northwestern part of the West carpathians of Slovakia. – Mid-Cretaceous-Events – Uppsala 1981. Palaeoecology **39:** 203–229, 7 Fig.; Amsterdam.

— — & BEGAN, A. (1963): Zur faziellen und mikrobiostratigraphischen Entwicklung der Oberkreide in der Klippenzone. – Geol. práce, Správy **30:** 113–120, 1 tab.; Bratislava.

— — & SAMUEL, O. (1966): Foraminiferen der Westkarpaten-Kreide. – Geol. ústav D. Štúra, p. 1–291, 48 pls.; Bratislava.

SAMUEL, O. & SALAJ, J. (1968): Microbiostratigraphy and Foraminiferen of the Slovak Carpathians Paleogene. – Geol. ústav D. Štúra, p. 1–238, 31 pls.; Bratislava.

— — & BEGAN, A. (1980): Lithostratigraphical classification of Upper Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks of the Myjavská pahorkatina. – Západné Karpaty, sér. geol. **6:** 81–111, 10 tex-fig.; Bratislava.

ŠTÚR, D. (1860): Bericht über die geologische Übersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. – Jb. Geol. Reichsanst. **9:** 17–149; Wien.

TOLLMANN, A. (1972): Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **64:** 173–208, 1 fig., 1 tab.; Wien.

— — (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – p. 1–580, 256 fig., 3 pls. (Deuticke); Wien.

WESSELY, G. (1974): Rand und Untergrund des Wiener Beckens – Verbindungen und Vergleiche. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66–67:** 265–287, 3 Taf., 1 Abb.; Wien.



Zitteliana	**10**	183–190	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Faunen des Senons im Bakony-Gebirge und ihre Beziehungen zu den Senon-Faunen der Ostalpen und anderer Gebiete

Von

LENKE CZABALAY*)

Mit 3 Abbildungen

KURZFASSUNG

Von den verschiedenen Senonbildungen Ungarns wird hier der sog. Mittelgebirgs-Typus, der im Bakony-Gebirge und im Zala-Becken auftritt, zusammenfassend dargestellt.

Ausführlich wird dabei auf die sedimentologische und faunistische Entwicklung eingegangen. Einen besonderen Schwerpunkt der Untersuchung bilden die Rudistenriffe.

Die überregionalen paläogeographischen Beziehungen werden anhand der Rudisten diskutiert.

ABSTRACT

In Hungary the Senonian is represented by various facies, namely in the Bakony Mountains and the Zala Basin we meet the so-called intramontane type, in the Great Hungarian Plain the flysch, while in the Bükk Mountains a Gosau facies is developed.

The intramontane type is represented by the Csehbánya-Ajka-Jákó Marl Formation, the Ugod Limestone Formation and the Polány Marl Formation. In the Bakony area a Triassic platform separates the tectonically preformed basin within two subbasins. The originally continental sedimentation of the Magyarpolány-Devecser Basin became fluviatile (Csehbánya Formation) and was replaced later on by the Campanian transgression. Simultaneously, the Sümeg-Ajka Basin was subsiding and covered by water.

The first lacustrine and lagoon sedimentation was followed by the deposition of lagoon-brackish water sediments in the upper portion of the Ajka Formation. These sediments change rather unobserved into shallow marine, littoral ones (Jákó Marl Formation, Csingervölgyi Member).

At Sümeg, the transgression started with the Lower Campanian. Reefs developed on the margins of the platform (Ugod Limestone Formation), while in the basin neritic, fine-grained marls were deposited (upper part of the Jákó Marl Formation). The basin's subsidence persisted even during the Upper Campanian, and in the deeper water started an epicontinental sedimentation (lower part of the Polány Marl Formation), while on the Triassic platform followed the deposition of shelf sediments (Rendek Member). At a further stage of regression, the mentioned strata were partly eroded and accumulated at the foot of the platform (Polány Marl Formation, Jákóhegy breccia). Thus, the last reefs in the Bakony Mountains are of Upper Campanian age.

On the basis of the rich mollusc fauna the Ajka and the Csehbánya Formations can be ranged in the Upper Santonian, while the Jákó Marl and the Ugod Limestone Formations are already of Campanian age.

With respect to the Inoceramidae and the Ammonite species *Parapachydiscus neubergicus* (SCHLOTH.), the Polány Marl Formation can be placed into the Lower Maastrichtian. On the basis of the microfauna even Upper Maastrichtian could be determined.

Beside the Hippurites, the great number of Radiolites species is striking, the most of which are identifiable with Pyrénéan species. This means a meridional influence, although typical meridional elements, frequently occuring in South Italy, North Africa, and South America, are lacking here. In this way the Bakony area may represent a transition between meridional and nord fauna-provinces of the Mediterranean geosyncline.

Faunistically the following relations can be detected: to the SW across the Zala Basin, to Yugoslavia (Medvenitza Mountains), and further on to North Italy, South France, and North Spain (Pyrénées); to the west some relations can also be determined with the Gosau Formation in the Eastern Alps; to the east to Romania (Bihar Mountains), Yugoslavia (Montenegro) and Greece (Vardar and Pelagonian belts).

*) L. CZABALAY, Ungarische Geologische Anstalt, Népstadion ut 14, Budapest 1142, Ungarn.

1. ÜBERBLICK ÜBER DIE ENTWICKLUNG DER MITTELGEBIRGSFAZIES DES UNGARISCHEN SENONS

In Ungarn sind Senonbildungen verschiedener Fazies bekannt, so ist im Bakony-Gebirge und im Zala-Becken der sog. Mittelgebirgs-Typus, im Donau Theiss-Zwischenstromland Flysch und im Bükk-Gebirge Gosau vertreten. Diese Abhandlung befaßt sich mit dem Mittelgebirgs-Typus. Abb. 1.

Im Transdanubischen Mittelgebirge lassen sich an Hand von Übertage-Aufschlüssen und Tiefbohrdaten die Senonbildungen in einem SE-NW gerichteten Sedimentationsbecken verfolgen. Im Zusammenhang mit den Bewegungen, die zu Beginn der Oberkreide stattfanden, entstanden im Westteil des Gebirges litho- und biofaziell mannigfaltige Ablagerungen. Der Mittelgebirgs-Typus wird von der Csehbányaer, Ajkaer und Jákóer Mergel-Formation sowie der Ugoder Kalk-Formation und der Polányer Mergel-Formation gebildet. Das tektonisch angelegte Becken wurde durch ein Trias-Plateau in zwei Teile gegliedert. Im Becken von Magyarpolány – Devecser wurde die anfängliche kontinentale, später fluviatile Sedimentation im Campan von transgressiven Sedimenten abgelöst (Csehbányaer Formation). Das Becken von Sümeg – Ajka wurde im Verlauf der weiteren Absenkung endgültig überschwemmt und es begann eine lakustrisch-palustrische Sedimentation (unterer Abschnitt der Ajkaer Formation). Mit der von SW ausgegangenen Transgression kam die Meeresverbindung zustande. Dieser Prozeß führte zur Bildung der marginalen lagunär-palustrischen Brackwasserablagerung am Beckenrand (oberer Abschnitt der Ajkaer Formation) und der seicht-littoralen Mergelsedimentation im Beckeninnern (Jákóer Mergel-Formation, Csingervölgyer Member).

Im Sümeg führte die Transgression bereits im unteren Campan zu anderen Verhältnissen und zu riffartigen Bildungen. Im oberen Campan wurde der gesamte Raum überflutet. Die Verbreitung der Riffe ist dabei wegen der morphologischen Verhältnisse auf die schmalen Randbereiche des Plateaus und die inneren Klippen beschränkt. In den Becken lagerten sich gleichzeitig neritische, schluffige Mergel ab (Jákóer Mergel-Formation, oberer Abschnitt).

Im oberen Campan sank das Becken weiter ab, in den tieferen Bereichen entstanden offene, epikontinentale Beckenablagerungen (Polányer Mergel-Formation, unterer Abschnitt).

Im nördlichen Bakony-Gebirge endete das Rudisten-Wachstum im oberen Campan. Auf der Plattform lagerten sich offene Schelf-Sedimente ab (Rendeker Member). Zur



Abb. 1. Verbreitung der Senonbildungen in Ungarn.

Zeit der späteren Regressionsphase wurden diese Ablagerungen teilweise abgetragen und am Fuße des steilen Küstenhanges angehäuft (Jákóhegyer Brekzien Member).

Die letzten rudistenführenden Ablagerungen findet man im Bakony-Gebirge an der Grenze Obercampan/Untermaastricht. Das Gebirge wurde postkretazisch herausgehoben. Ein wesentlicher Teil der Polányer Formation wurde dabei abgetragen. Erst im Miozän kam es erneut zu einer Transgression.

Chronologie	Formationen	Sümeg		Csabrendek	Devecser	Magyarpolány
MAASTRICHT	Polanyer Mergel	Inoceramen	Orbitoiden Agriopleuriden Hippuriten	Inoceramen Pflanzen	Inoceramen Pflanzen	Inoceramen Pflanzen
CAMPAN	Jakoer Mergel / Ugoder Kalk	Ostreiden Gervilleen	Hippuriten Ostreiden Algen Korallen Hippuriten	Echiniden Rudisten Ostreiden Ceratostreiden Rudisten Ceratostreiden	Echiniden Ostreiden Rudisten Ceratostreiden	Echiniden Ostreiden Ceratostreiden
		Ceratostreiden Aptyxielliden Dentaliden Clavagelliden	Hippuriten- Radioliten Lamellibranchiaten Echiniden Ceratostreiden Nerineiden- Trochactaeoniden			
	Csingervölgyer M.	Korallen–Gastropoden–Lamellibranchiaten			Gastropoden–Lamellibranchiaten	
SANTON	Csehbanyaer / Ajkaer	Pyrguliferen–Cardiden Pyrguliferen–Strophostomiden–Hemisiniden Pyrguliferen–Melanien Helixien–Ajkaien Pyrguliferen–Melanien		Pyrguliferen–Hemisiniden Pyrguliferen–Cardiden Trochactaeoniden Pyrguliferen–Cyrenen Pyrguliferen–Hemisiniden Helixien–Ajkaien	Pyrguliferen Cyrenen–Corbiculiden Cerithiden–Cardiden	Pyrguliferen–Cerithiden Eulimiden Pyrguliferen–Hemisiden

Abb. 2. Die Biofazies des Senons im Bakony-Gebirge.

2. DIE ENTWICKLUNG DER BIOFAZIES IN DEN SENONISCHEN FORMATIONEN

Für den unteren Abschnitt der Ajkaer Formation sind miohaline bis oligohaline, für den oberen Abschnitt meso-, plio- und brachyhaline Faunengemeinschaften kennzeichnend. Die Assoziationen wechseln außerordentlich rasch und häufig. In der gleichaltrigen, aber faziell abweichenden Csehbányaer Formation finden sich mehrere terrestrische Faunenelemente und vor allem mio- und oligohaline Faunengemeinschaften. In der fluviatilen und brackischen Fazies treten neben terrestrischen Faunen *(Helix)* auch Süßwasserformen wie kleinwüchsige, dünnschalige Vertreter von *Ajkaia* und *Pyrgulifera* auf. Charakteristisch für die limnische Fazies ist die großwüchsige, glattschalige Art *Pyrgulifera glabra* HANTKEN; in der brackischen Fazies dominieren Varietäten der stark ornamentierten, skulptierten *Pyrgulifera inflata* YEN und *Pyrgulifera acinosa* ZEKELI.

Mit zunehmendem Salzgehalt nehmen Vertreter von *Cerithium* und *Cardium* in der Fauna überhand.

Die Ablagerungen der Ajkaer Formation gehen kontinuierlich in die sublittoralen und teilweise noch brackischen Sedimente des Csingervölgyer Member der Jákóer Mergel-Formation über. Im unteren Abschnitt spürt man noch die Schwankungen des Salzgehaltes, zunächst herrschen insbesonders Vertreter von *Glauconia* und *Cerithium* vor, dann übernehmen allmählich kleinwüchsige Muscheln die dominierende Rolle in der Fauna *(Nucula, Corbula, Astarte)*. Ferner erscheinen kleinwüchsige Einzelkorallen, die die Stabilisierung des Salzgehaltes bezeugen.

Im oberen Abschnitt der Jákóer Mergel-Formation wanderte parallel zur allmählichen Absenkung des Meeresbodens eine noch küstennahe, den schlammigen Meeresboden bevorzugende Muschelfauna ein. Charakteristische Formen sind: *Pseudamussium laevis* (NILSSON), *Ceratostreon matheronianum* (ORB.), *Plicatula aspera* ZITTEL. Die *Ceratostreon-Pseudamussium* Assoziation wird in den feinkörnigen kalkigen Mergelablagerungen durch eine *Pycnodonta* und *Lopha*-Fauna abgelöst. Darüber gehen die Mollusken stark zurück und in den kalkigen Mergelschichten treten reichlich Fischschuppen und Pflanzenbruchstücke auf.

In Sümeg kann der obere Abschnitt der Jákóer Mergel-Formation makrofaunistisch in sechs Assoziationen gegliedert werden *(Clavagella-, Dentalium-, Ceratostreon-, Gervilleia-* und *Ostrea*-Assoziation). In der Beckenfazies (Bakonyjákó, Magyarpolány) können diese Assoziationen nicht nachgewiesen werden (Abb. 2).

Die riffartigen Bildungen der Ugoder Kalk-Formation von Sümeg sind auf ein tektonisch präformiertes Gebiet beschränkt. Hier wechseln Kalksteinbänke, Mergel, Kalkmergel und Tonmergel ab. Der fazielle Wechsel erfolgt sehr rasch, wobei folgende Assoziationen auftreten: Trochalctaeon-, Nerineen-, Actaeonellen- und muschelführende, Ceratostreon-, Ostreen-, Hippuriten-, Radioliten-, Algen-, Korallen-, Echiniden-, Agripleureen-, Orbitoiden-Biofazies.

Assoziationen des Back-Reefs sind durch Echiniden, Actaeonellen und Hippuriten-Radioliten ausgezeichnet charakterisiert. Im Fore-Reef-Bereich treten Hippuriten, Korallen, Agriopleuren, Ostreen und Algen in den Vordergrund.

Die Gesteine der Ugoder Kalk-Formation lassen sich nördlich von Sümeg in Richtung Gyepükaján weiter verfolgen, wo sie die Jákóer Mergel-Formation überlagern. In anderen Gebieten sind die Ausläufer der Fore-Reef-Bildungen mit den Beckenablagerungen (Csabrendek) verzahnt, oder die Gesteine der beiden Formationen wechseln ab (Devecser). Der Übergang der Ugoder Kalk-Formation in die Fazies des Bekkeninnern ist im Rendeker Member vertreten.

Die Polányer Mergel-Formation ist im Bakony-Gebirge schon durch pelagische bis hemipelagische Schelfablagerungen vertreten. Der Höhepunkt der Transgression wird mit dem Auftreten von Inoceramen-Faunen erreicht. Die bisherigen Assoziationen mit Pflanzendetritus und Fischschuppen wird durch die Inoceramen-Assoziationen abgelöst, die sich ihrerseits in mehrere Abschnitte untergliedern läßt.

3. CHRONOSTRATIGRAPHISCHE AUSWERTUNG DER FAUNA, FAUNISTISCHE BEZIEHUNGEN

Die Molluskenfauna der Ajkaer Formation besteht z. T. aus endemischen Arten, z. T. aus den charakteristischen Formen obersantonischer-campanischer Süß- bis Brackwasserschichten: *Pyrgulifera glabra* HANTKEN, *Pyrgulifera inflata* YEN und *Pyrgulifera acinosa* ZEKELI und ihre Varietäten.

Kohlenführende Ablagerungen von ähnlicher Fazies und mit ähnlicher Fauna sind aus dem oberen Santon und Campan in Österreich (Neue Welt, Gosau), Süd-Frankreich, Portugal, Rumänien (Siebenbürgen: Bihar-Gebirge), Tschechoslowakei (Bradló) sowie aus dem Maastricht von Jugoslawien und Frankreich (Fluvel-Becken) bekannt.

Im Bakony-Gebirge gehören die Csehbányaer und die Ajkaer Formation zum oberen Santon. In den oberen Assoziationen der Ajkaer Formation läßt sich schon die im unteren Campan beginnende Transgression erkennen. Dieses Fazies können wir daher schon zum Campan rechnen. Der Höhepunkt der Transgression lag im oberen Campan und im Maastricht.

Die Jákóer Mergel-Formation und die Ugoder Kalk-Formation sind sicherlich schon zum Campan zu rechnen.

Im Csingervölgyer Member der Jákóer Mergel-Formation dominieren die für das untere Campan charakteristischen Formen: *Nucula concinna* SOW., *Corbula angustata* SOW., *Astarte similis* MÜNSTER. Auch eine reiche Gastropoden-Fauna kommt hier vor: *Glauconia coquandiana kefersteini* (MÜNSTER), *Pirenella münsteri* (KEFERSTEIN), *Pirenella hoeninghausi* (KEFERSTEIN).

Diese Arten sind in Österreich, Jugoslawien und Süd-Frankreich im Hangen der kohlenführenden senonischen Schichten häufig, in anderen Ländern (England, Indien) kommen sie in Mergelschichten ebenfalls im unteren Campan vor.

Im oberen Abschnitt der Jákóer Mergel-Formation ist die geographische und chronostratigraphische Verbreitung der Arten *Haustator fittonianus* (Sow.), *Haustator rigidus* (Sow.) und *Pseudamussium laevis* (Nilsson) viel größer als die oben genannten Arten. Diese Formen können außerhalb des mediterranen Geosynklinalraumes auch in den borealen Kreidegebieten angetroffen werden und sind für die Campan-Stufe charakteristisch. Die Ausbreitung der Transgression hatte eine Erweiterung der faunistischen Verbindungen zur Folge, worauf auch die im höheren Abschnitt auftretenden Arten *Ceratostreon matheronianum* (Orb.) und *Pycnodonta vesiculosa* (Lam.) hinweisen.

Im unteren Rudisten-Horizont der Ugoder Kalk-Formation sind die folgenden großwüchsigen Gastropoden kennzeichnend: *Trochactaeon giganteus subglobosus* (Münster), *Tr. goldfussi* (Orb.), *Actaeonella caucasica sytriaca* Kollmann, *Nerinea (Symploptyxis) pailletteana* (Orb.), *N. (S.) buchi* (Keferstein).

Die Gastropoden-Fauna der Trochactaeon-Nerineen-Biofazies läßt sich mit den Faunen der Gosau-Basisschichten in Österreich, der Tschechoslowakei und Rumäniens (Siebenbürgen) gut korellieren, die an der Grenze oberes Santon/unteres Campan liegen.

Im unteren Rudisten-Horizont sind die folgenden Rudisten-Arten häufig: *Vaccinites carinthiacus* (Redl.), *V. oppeli santoniensis* (Kühn), *V. sulcatus* (Defr.), *Radiolites angeiodes* P. de Lap., *R. albonensis* Touc., *Praeradiolites subtoucasi* Touc., *P. aristidis* (Mun.-Chalm.), *P. hoeninghausi* (Des Moul.), *Lapeirouseia zitteli* Douv.

Im oberen Rudisten-Horizont kommen die Arten *Vaccinites atheniensis* (Ktenas), *V. braciensis* (Sladic-Trifunovic), *V. oppeli* (Douv.), *Hippurites heberti* (Mun.-Chalm.), *Praeradiolites maximus* Astre, *Lapeirouseia jouanneti* Douv. häufig vor.

Ein erheblicher Teil dieser Rudisten-Arten ist auch für die obere Gosau-Fazies Österreichs kennzeichnend; das betrifft vor allem die Vacciniten, in zweiter Reihe die Hippuriten und Radioliten. Der Großteil der Radioliten ist mit den Formen aus den Pyrenäen (Süd-Frankreich, Nord-Spanien) verwandt. In der Rudisten-Fauna trifft man viele Arten, die auch in Jugoslawien (Istrien, Medvenitza-Gebirge), Bulgarien, Rumänien (nördliches und südliches Bihar-Gebirge), der Slowakei (Kleine Karpaten), Griechenland (Vardar und Pelagonische Zone), Iran, Indien und Nord-Afrika (Tunesien, Marokko, Algerien) vorkommen.

Hinsichtlich der stratigraphischen Verbreitung der Arten können wir feststellen, daß die Rudisten-Fauna aus Arten besteht, die im mediterranen Geosynklinalraum für die Rudisten-Horizonte des oberen Santons und des Campans charakteristisch sind. In der Fauna sind die erst im Campan einsetzenden Arten in größerem Prozentsatz vertreten. Darunter gibt es viele Formen, die auch im unteren Maastricht vorkommen können. Nach unserer Beurteilung dürfte das Alter der Rudisten-Horizonte der Ugoder Kalk-Formation im Bakony etwa der Campan-Stufe entsprechen. Fore- und Back-Reef-Bildungen können im gesamten Campan auftreten.

Die anderen Muschelarten kommen ebenfalls in den oberen Gosau-Schichten von Österreich vor: *Cucullaea austriaca* Zittel, *C. crassitesta* Zittel, *Perna expansa* Zittel, *Lima pichleri* Zittel. Manche Muschelarten sind geographisch auch außerhalb Europas (Kuba, Indien, Nord-Afrika) verbreitet, wie z. B. *Pterotrigonia limbata* (Orb.), *Cucullaea chiemiensis* (Gümbel).

Die *Inoceramus*-Fauna der Polányer Mergel-Formation besteht aus kosmopolitischen Arten, die sowohl in der mediterranen geosynklinalen Kreide-Provinz als auch in der borealen Kreide-Provinz anzutreffen sind.

In Übertageaufschlüssen bei Magyarpolány wurde eine zum Campan gehörende Inoceramus-Fauna mit *I. decipiens* Zittel, *I. capitosus* Rengarten und *I. inconstans* Zittel gefunden. Aus Sümeg liegt ebenfalls vom unteren Abschnitt dieser Formation die bisher einzige gut bestimmte Ammoniten-Art, *Parapachydiscus neubergicus* (Schloth.) vor. Nach den Bohrdaten konnten im unteren Maastricht 3 Biofazies-Abschnitte auf Grund der Inoceramen-Faunen unterschieden werden:

1. Der Biofazies-Abschnitt mit *Inoceramus balticus* Boehm, der in den Übergangsschichten oberes Campan/unteres Maastricht häufig ist.
2. Der darüber lagernde lithofaziell gleiche Biofazies-Abschnitt führt *Inoceramus regularis* (Orb.).
3. Im oberen Biofazies-Abschnitt fehlen die beiden oben genannten Arten und es erscheint *Inoceramus planus* Münster, der nach unserer Meinung unteres Maastricht anzeigt, zu dem auch die Biofazies mit *I. regularis* (Orb.) gehört.

Die Inoceramen-Fauna ist viel arten- und individuenärmer als die Faunen der borealen Kreide.

In der beigelegten Abbildung 3 sind die biochronostratigraphischen (parachronostratigraphischen) Ergebnisse der palynologischen, mikropaläontologischen und malakologischen Untersuchungen zusammengefaßt. Bei den stratigraphischen Ergebnissen wurde die Ammoniten-Art *Parapachydiscus neubergicus* (Schloth.) berücksichtigt, die für das untere Maastricht charakteristisch und von orthochronostratigraphischem Wert ist.

Bei den malakologischen Untersuchungen erwies sich die Rudisten-Fauna biostratigraphisch am wertvollsten. Die ganze Mollusken-Fauna eignete sich ausgezeichnet für ökologische und biofazielle Auswertungen. Die aufgrund dieser Untersuchungen festgestellten Biofazies ließen sich auch in verschiedenen Gebieten außerhalb Ungarns gut erkennen, bzw. ihr Fehlen konnte gut erfaßt werden.

Die obersantonisch-campanische Transgression begann in den verschiedenen Gebieten nicht gleichzeitig. Dementsprechend fand die Riffentwicklung, in Abhängigkeit von den lokalen Verhältnissen, zu verschiedenen Zeiten statt. Die faunistische Ähnlichkeit der Riffkalke ist in vielen Fällen durch übereinstimmende Fazies bedingt und nicht immer auf eine faunistische Verbindung zurückzuführen.

Im Westen Europas, in Frankreich, zogen sich mit dem Zustandekommen der Verbindung zwischen den mediterranen

Chronostratigraphie			Lithostratigraphie: M 1 650	Formation	Fazies	Biostratigraphie: Malakologische Assoziationen nach L. Czabalay 1982		Palynostratigraphie nach F. Góczán–Á. Siegl 1982 – Palynologische Zon.	Foraminiferostratigraphie nach M. Sidó 1982 – Foraminiferische Zon.	
S E N O N	Maastricht	ober		Polanyer Mergel F.		?		Palaeostomocystis bakonyensis; Pseudopapillopollis praesubherzynicus H.	Gl. mayaroensis; Gl. contusa; Gl. conica; Gl. stuarti	
		unter		Polanyer Mergel F.		Parapachydiscus neubergicus: I. planus, I. regularis, Parapachydiscus neubergicus, I. balticus	Orbitoides, Agriopleura	Pseudopapillopollis div. sp; Semioculopollis minimus	Gl. arca–Gl. stuartiformis	Gl. calcarata; Gl. calciformis; Gl. elevata; Gl. arca
	Campan	ober		Jakoer Mergel F.; Ugoder Kalkstein F.		I. decipiens; Ostreiden; Gervilleen; Aptixiellen; Dentaliden; Clavagelliden	L. jouanneti; H. laperousei; A. moroi; V. braciensis; V. opeli; H. colliciatus; V. atheniensis; L. zitteli; Pr. aristidis; Pr. hoeninghau; Pr. subtoucasi; V. opeli — santoniensis	Longanulipollis baytayi; Longanulipollis lenneri F; Suemegipollis triangularis; Krutzschipollis spatiosus	Gl. marginata; Gl. globigerinoides	Dicyclina – Rypidonia
		unter		Csingervölgyer M.		Nuculiden; Corbuliden; Pirenelliden; Glauconiden	V. carinthiacus	Hungaropollis: Krutzschipollis – Hungaropollis; H. oculus – H. oculoglomerat.; H. triangularis – Oculopollis D	Gl. concavata	
	Santon	ober		Csehbányaer F.; Ajkaer		Cerithium – Cardium; Pyrgulifera inflata; Goniobasis hyngarica; Pyrgulifera inflata; Hemisinus lignitarius; Stophostoma cretacea; Cyrena Corbicula Ajkaia; Pyrgulifera glabra; Melania; Helix – Ajkaia		Brecolpites globosus – Oculopollis zaklinskaiae C; Trilobosporites B; Oculopollis Complexiopollis A	?	
				Kongl.						

Legende: 1 Kalkstein; 2 Kalkmergel; 3 Dolomit; 4 Sand; 5 Sandstein; 6 Ton; 7 Mergel; 8 Tonmergel; 9 Bunte Ton mit Schotter; 10 Authigene Kalksteinbrekz.; 11 Braunkohle; 12 Tonige Kohle; 13 Polypolines Meerwasser; 14 Mezohalines Meerwasser; 15 Olygohalines Meerkwass.; 16 Polyhalines Brackwass.; 17 Miohalines Brackwass.; 18 Süsswass.; 19 Polyhalines Meerwass.

Abb 3. Parachronostratigraphische Gliederung des Senons in West-Ungarn.

und borealen Gebieten im oberen Santon die Rudisten nach Süden zurück. In der Provence fand die letzte Riffbildung im Santon, in den östlichen Pyrenäen im Campan (Corbieres, Ariege), in den Westlichen Pyrenäen im Maastricht statt. Die in Westeuropa allmählich südwärts migrierenden Rudisten rückten zur gleichen Zeit von Dalmatien in nördliche Richtung (Österreich, Ungarn, Slowakei) vor.

Im Süden, in Jugoslawien, bildeten sich Riffe vom Cenoman bis zum Maastricht. Die Rudisten-Faunen des Medvenitza-Gebirges, Istriens und Montenegros stimmen in vielen Hinsichten mit den Faunen des Bakony überein. Das Alter von diesen dürfte etwa dem oberen Santon-Campan entsprechen, aber in unserer Fauna herrschen die Campan-Arten vor.

In Österreich und Rumänien umfaßt die Riffbildungperiode ebenfalls mehrere stratigraphische Stufen. In Griechenland (Vardar und Pelagonische Zone) beschränkt sich die Riffbildung auf das Campan. Das gilt auch für das nordöstlich vom Bakony gelegene Bükk-Gebirge sowie für die Slowakei (Kleine Karpaten).

Bei den Rudisten-Faunen fällt die große Arten- und Individuenzahl der Radioliten auf. Wie schon oben erwähnt, stimmen diese Arten, von wenigen Ausnahmen abgesehen, mit jenen der Pyrenäen überein. Dies weist auf südlichen Einfluß hin, obwohl die in Nordafrika, Mittelamerika (Kuba, Jamaica), Süditalien und in manchen Gebieten Jugoslawiens vorkommenden sog. charakteristisch südlichen Rudisten-Elemente in unserer Fauna fehlen.

Die faunistischen Verbindungen können nach SW durch das Zala-Becken und das Medvenitza-Gebirge weiter in Richtung WSW bis Nord-Italien und die Pyrenäen (Süd-Frankreich, Nord-Spanien) verfolgt werden. Gleichzeitig läßt sich eine enge faunistische Verbindung in westlicher Richtung gegen die Ostalpen feststellen. Die faunistischen Unterschiede sind auf die Sedimentationsverhältnisse zurückzuführen. In Österreich sind die Gosau-Bildungen mehrmals durch Konglomeratschichten unterbrochen, während im Bakony eher Ablagerungen von caudiobiohermen Charakter auftreten und die Kalke oft durch Mergelschichten unterbrochen sind. In den Gosau-Sedimenten Österreichs (detritische Küstenablagerungen) waren die ökologischen Bedingungen für die Radioliten nicht geeignet.

Im Osten können wir die faunistischen Verbindungen der uns interessierenden Ablagerungen nach Rumänien (Bihar-Gebirge), im SW nach Jugoslawien (Montenegro) und Griechenland (Vardar und Pelagonische Zone) verfolgen.

Die Faunenmigration ging von Süd-Frankreich aus und erfolgte in südwestlicher und südöstlicher Richtung. Die Faunen des Bakony nehmen eine Übergangsstellung zwischen den Faunen der nördlichen und der südlichen Faunenprovinz des mediterranen Geosynklinalraumes ein. Wir nehmen an, daß diese Gebiete miteinander in Verbindung standen und in beiden erwähnten Provinzen ähnliche paläoklimatologische Verhältnisse vorherrschten wie im Bakony-Gebirge.

LITERATURVERZEICHNIS

BARNABÁS, K. (1937): A sümegi felsö kréta rétegek földtani és öslénytani viszonyai. – Doktori disszertáció, 1–44, Karte 1, Pl. I, Budapest.

BARTHA, F. (1962a): A Déli Bakony felsökréta kószénösszletének biosztratigráfiai vizsgálata. – Földtani Közlöny, **92:** 203–208, Budapest.

— — (1962b): Examen biostratigraphique du complexe houiller du Crétacé supérieur de la partie méridionale de la Montagne Bakony. – Acta Geologica, 7/3–4: 359–398, Budapest.

BÖCKH, J. (1872–74): A Bakony déli részének földtani viszonyai. – Földtani Intézet Évkonyve **2/2:** 31–166; **3/1:** 1–155, Budapest.

CZABALAY, L. (1962): A Déli Bakony tengeri szenon képzödményeinek malakológiai vizsgálata. – Földtani Közlöny, **94:** 421–425, Budapest.

— — (1964a): A sümegi felsö-kreta malakológiai vizsgálata. – (Examen malacologique du Crétacé supérieur du Sümeg). – Földtani Intézet Évi Jelentése, **1962/2:** 263–293, Pl. I–II, Budapest.

— — (1964b): Die obersenone Gastropoden-Fauna von Sümeg im Südlichen Bakony. – Sitzungsb. Akad. Wiss. math.-nat. Kl. Abt. I. **173/34:** 155–188, Pl. I–II, Wien.

— — (1965): Situation paléogéographique de la faune de Mollusques du Sénonien de la Hongrie. – Acta Geologica, **9:** 391–409, Pl. I, Budapest.

— — (1966a): Malacological study of the Upper Cretaceous in Sümeg (Mountains Bakony). – Bull. Mus. Hist. Nat., sér. A, **21:** 59–75, fig. 1–5, Beograd.

— — (1966b): Les zones a Rudistes du Sénonien des Monts de Bakony (Hongrie). – Referati VI, Savetovanja **1:** 404–422, Ohrid.

— — (1969): Gastéropodes du Sénonien en Slowaquie. – Geol. prace. Spravy, **50:** 161–170, Pl. XXI–XXII, Bratislava.

— — (1970a): Les biofcies des formations récifales du Crétacé. – Acta Geologica, **14:** 271–286, fig. 1–3, Budapest.

— — (1970b): La transgression du Sénonien supérieur dans les Monts de Bakony et l'extension des facies récifaux a Rudistes dans le domain mésogéen. – Revue Géogr. phys et de géol., (2), **21/1:** 77–86, Pl. I, Paris.

— — (1975): A bakonyi szenon zátonyfácies csigafaunája, Actaeonella and Nerinea Fauna of the Senonian Reef Facies at Sümeg. – Földtani Intézet Évi Jelentése **1973:** 285–299, Pl. I–VII, Budapest.

— — (1976): Kagylófauna a sümegi Kecskevári köfejtö hippuriteszes mészkörétegeiböl (Biostratigraphische Verhältnisse der Fauna, faunistische und paläogeographische Beziehungen). – Földtani Közlöny, **105:** 429–459, Pl. I–VIII, Budapest.

— — (1982): A sümegi szenon Rudista fauna (Les Rudistes du Sénonien du Sümeg). – Geologica Hungarica, ser. Paläontologica, **41:** 1–230, Pl. I–LX, Fig. 1–20, Fig. 1–12. (Sousimprimé.)

— — & GELLAI, M. (1981): Csabrendeki furások szenon bázisrétegeinek csigafaunája. Senonian Gastropods from Bauxite Exploration Boreholes of Csabrendek. – Földtani Közlöny 111/2: 362–369, Pl. I–IV, Budapest.

DARÁNYI, F. (1957): Adatok az Ajka környéki kréta kifejlödé-séhez. – Bányászati Lapok **4/5:** 253–256. Budapest.

DUBAY, L. (1962): Az Eszak-Zalai medence fejlödéstörténete a köolajkutatás tükrében. – Földtani Közlöny, **92:** 15–30, Budapest.

FÜLÖP, J. (1961): Madyarország kréta idöszaki képzödményei. Földtani Intézet Évkönyve **49/3:** 577–587. Budapest.

GÓCZÁN, F. (1961): A Déli Bakony szenon képzöfményeinek palynológiája. – Földtani Intézet Évkönyve, **49/3:** 635–643, Budapest.

— — (1964a): A bakonyi szenon palynológiai standardja. – Földtani Intézet Évi Jelentése, **1961**/1: 253–259, Budapest.

— — (1964b): Stratigraphic Palynology of the Hungarian Upper Cretaceous. – Acta Geologica 8: 229–264. Budapest.

— — (1973): Oberkretazische Kohlenbildung in Ungarn im Lichte der Palynologie. – Nauka, 28–31, Abb. 1–4, Moskau.

HAAS, J. (1979): A felsőkréta Ugodi Mészkő Formáció a Bakonyban (The Ugod Limestone Formation in the Bakony). – Földtani Intézet Évkönyve, **61**: 1–148, Pl. I–XI, Fig. 1–36, Budapest.

HAUER, F. (1862): Über die Petrefacten der Kreideformation des Bakonyer Waldes. – Sitzungsb. Akad. Wiss., **44**: 631–659, Wien.

— — (1870): Geologische Übersichtskarte d. Österr.-Ung. Monarchie. – Jb. Geol. Reichsanst., **20**: 463–499, Wien.

HANTKEN, M. (1866): Die Ajkaer Kohlenbildung im Veszprimer Komitat. – Jb. Geol. Reichsanst. Verhandl., **16**: 208, Wien.

— — (1872): Die Geologischen Verhältnisse der Graner Braunkohlegebiete. – Jb. Ung. Geol. Reichsanst., **1**/5: 1–141. – Pl. I–XI. Geologische Karte I. Budapest.

JASKÓ, S. (1935): A Pápai Bakony földtani leirása. – Disszertáció, 1–41, Taf. I, Geologische Karte 1, Budapest.

KOPEK, G. (1961): A Bakony hegység felsö-kréta köszéntelepes összletének ösföldrajzi és hegységszerkezeti vázlata. – Földtani Közlöny, **91**: 413–420, Budapest.

LÓCZY, L. (1913): A Balaton krönyékének geológiai képzödményei és ezeknek vidékek szerinti telepedese. Kréta. – Balaton Tud. Tanulm. Eredményei, **1**/1: 1–617, Abb. I–XIV, Budapest.

MAJZON, L. (1961): A magyarországi globotruncanas üledékek. – Földtani Intézet Évkönyve, **49**/3: 745–787, Budapest.

NEUBRANDT, E. (1949): Óriásnövésü Pyrgulifera Ajkáról. – Földtani Közlöny, **79**: 119–125, Budapest.

NOSZKY, J. (1958): Jelentés a ,,Bakony Csoport" 1957 évi Sümeg és Csabrendek környékének térképezési munkájáról. – Földtani Intézet Adattár (Manuscrit), 1–19, Geologische Karte 1.

OPPENHEIM, P. (1892): Über einige Brackwasser- und Binnenmollusken aus der Kreide und dem Eozän Ungarns. I. Die Fauna der kohlenführenden Schichten der oberen Kreide vom Csingertal bei Ajka im Bakony. – Z. dtsch. Geol. Ges., **44**: 697–818. Taf. XXXI–XXXVI, Berlin.

PAPP, K. (in PÁLFFY, M.) (1903): Alvincz környéke felsökréta rétegei. – Földtani Közlöny, **33**: 216–227, Taf. I, Budapest.

RAKUSZ, GY. (1935): Adatok a dunántuli felsökréta ismeretéhez. – Földtani Intézet Évi Jelentése, **1925–28**: 127–129, Budapest.

ROZLOZSNIK, P. (1925): Adatok Ajka vidékének geológiájához. – Földtani Intézet Évi Jelentése, **1920–23**: 82–88, Budapest.

— — (1928): Führer in Ajka-Csingervölgy. – Führer zu den Studienreisen der Paläontologischen Gesellschaft bei Gelegenheit des Paleontologentages in Budapest, 61–65, Profil L, Budapest.

— — (1940): A csingervölgyi bányászat multja, jelene és jövöje. – Földtani Intézet Évi Jelentése, **1933–1935**/3: 1179–1229, Budapest.

SIDÓ, M. (1963): A magyarországi szenon képzödmények szintezése Foraminiferák alapján. – Földtani Közlöny, **93**: 217–226, Budapest.

— — (1974): Az Ugodi Formácio Foraminifera társulása. – Földtani Közlöny, **104**/3: 288–317, Pl. I–XV, Budapest.

TAUSCH, L. (1884): Über einige Conchylien aus dem Tanganyika See und deren fossile Verwandte. – Sitzungsb. Akad. Wiss., **90**: 56–70. Wien.

— — (1886): Über die Fauna der nicht marinen Ablagerungen der Oberen Kreide des Csingerthales bei Ajka im Bakony. – Abh. Geol. Reichsant., **12**: 1–32, Taf. I–III, Wien.

Zitteliana	10	191–194	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Die Entwicklung der Kreideschichten Sloweniens (NW Jugoslawien)

Von

MARIO PLENIČAR & UROŠ PREMRU*)

Mit 2 Abbildungen

KURZFASSUNG

In der Kreide Sloweniens sind vier Hauptentwicklungen festzustellen. Im Südwesten sind es die Unter- und Oberkreidesedimente einer Karbonatplattform, in Mittelslowenien pelagisch-turbiditische Sedimente der Unterkreide und Flyschsedimente der Oberkreide und im Nordwesten Gosausedimente des oberen Senon. Die einzelnen Entwicklungen werden erläutert; die charakteristischen Florenelemente (Algen und Nannoplankton) sowie der Fauneninhalt kurz erwähnt.

ABSTRACT

In the Cretaceous of Slovenia four main developments of tectofacies can be separated. In the Southwest the Lower and Upper Cretaceous is represented by sediments of a carbonatic platform. In Middle Slovenia pelagic and turbiditic sediments dominante in the Lower Cretaceous; in the Upper Cretaceous only a "Flysch" sequence is developed. In the Northwest of Slovenia shallow-water sediments, the so called "Gosau" is characterizing the Upper Senonian. The different evolutions of these tectofazies are explained. The floral elements (algae and calcareous nannoplancton) as well as typical faunal elements are mentioned.

Die Kreideschichten sind in Slowenien in zwei Faziestypen entwickelt: der neritischen und pelagischen Fazies. Die neritische Fazies haben wir in der Entwicklung der Tektofazies der Karbonatplattform. Die pelagischen Faziestypen bestehen aus folgenden Tektofazien: pelagischer Graben; heterogener Flysch (Abfolge von Flyschsedimenten sowie Ablagerungen eines tieferen Meeres); die Flysch- und Gosau-Tektofazies.

In Slowenien haben wir in der Kreide eine Tektofazies der Karbonatplattform in den Dinariden, eine pelagische Fazies aber in den Südalpen, in der Grenzzone zwischen den Südalpen und den Dinariden, in den Austroalpiden sowie eine pelagische Entwicklung in den Dinariden, als die Zerstörung der Karbonatplattform begann (Abb. 1).

Auf der dinarischen Karbonatplattform wurden in der Unterkreide und im überwiegenden Teil der Oberkreide Plattenkalke mit Zwischenschichten eines körnigen Dolomits, Kalkbrekzien und Kalkschiefer mit Hornstein-Zwischenlage abgelagert (Abb. 2). In der unteren Kreide konnten auf der Karbonatplattform die Kalkalgen gedeihen; die folgenden Arten sollen erwähnt werden: *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *S. appenninica* SARTONI et CRESCENTI, *S. dinarica* RADOIČIĆ, *Solenopora jurassica* NICHELSON und andere, weiter Tintinnidae, Foraminiferen der Gattungen *Orbitolina*, *Cuneolina*, *Nezzazata* u. a. Die Nerineen kommen, besonders im Randbereich der Plattform, häufig vor. Die Riffe wurden von Korallen, Hydrozoen sowie den requienidischen und caprinidischen Muscheln aufgebaut. Diese Flora und Fauna konnte vor allem auf den Barriere-Riffen und einzelnen Kleinriffen (patch-reefs) gedeihen. Die Requienien waren auch in Hinterriff-Bereichen verbreitet, wo sie bei niedrigem Energie-Index kleinere Biolithe bildeten, welche im karbonatischen Schlamm eingegraben wurden.

In der Oberkreide hatten sich im Cenoman die Radiolitiden und Capriniden, im Senon aber die Radiolitiden und Hippuritiden verbreitet, für sie war die damalige höhere Meerestemperatur günstig, welche von POLŠAK (1975) mit Messungen der absoluten Paläotemperatur des Meeres nachgewiesen wurde. Im Cenoman und Senon war am bedeutendsten das Barriere-Riff in dem Gebiet von Banjška planota-Hrušica (Nanos) – Snežnik, welches im Randbereich der Karbonatplattform entstand. Auf der Karbonatplattform hinter dem Barriere-Riff bildeten sich in Nord-Istrien und im Notranjska-Gebiet noch kleinere Riffe (patch-reefs).

Unter den cenomanischen Capriniden können folgende Arten erwähnt werden: *Caprina carinata* BOEHM, *C. schiosensis* BOEHM, *Sphaerucaprina forojuliensis* BOEHM, *Mitroca-*

*) M. PLENIČAR, Fakulteta za naravoslovje in tehn. Katedra za geolog. in paleontol., Aškerčeva 12, YU-61000 Ljubljana, Jugoslawien; U. PREMRU, Geološki zavod Ljubljana, Linhartova 9, YU-61000 Ljubljana, Jugoslawien.



Abb. 1. Gebiete mit Kreideschichten in Slowenien und die tektonischen Haupteinheiten:
1 = Austroalpiden, 2 = Südalpen, 3 = Grenzzone zwischen den Südalpen und Dinariden, 4 = Dinariden, 5 = Pannonisches Becken, 6 = Plioquartäre Senkungsbecken, 7a = variscische und 7b = alpidische magmatische Gesteine, 8 = Kreideschichten, 9 = normale Grenzen und Brüche, 10 = Überschiebung, 11 = seitliche Fazies-Übergänge.

prina plavensis Parona, *Orthoptychus striatus* Futterer, *Neocaprina gigantea* Pleničar, *N. nanosi* Pleničar, *Caprinula distefanoi* Boehm, *C. masuni* Pleničar. Von den Radioliten sind die Arten *Radiolites douvillei* Toucas und *Sphaerulites foliaceus* Lamarck häufig. In den Cenoman-Schichten kommt auch die ostreidische Muschel *Chondrodonta joannae* Choffat häufig vor, welche umfangreiche Lumachellen an Rändern von Flachbereichen der Riffe (reef flat) aufbauten. Die cenomanischen Foraminiferen und Algen sind bis zum gewissen Maß noch den unterkretazischen Formen ähnlich.

Die Mollusken-Fauna des Turons ist spärlicher und die Muscheln haben dünnere Schalen. Als Ursache dafür wird eine niedrigere Temperatur angenommen. Unter den Foraminiferen wurden auch auf der Karbonatplattform Arten der Gattungen *Globotruncana* und *Praeglobotruncana* gefunden. Unter den Radioliten sind die Gattungen *Apricardia*, *Biradiolites*, *Distefanella*, *Durania*, *Eoradiolites*, *Radiolites* sowie Hippuriten-Kleinformen häufig.

Im Senon kam es zu einer üppigen Entwicklung von Rudisten. Besonders zahlreich ist diese Fauna im Santon und Campan sowie im Maastricht. Im Santon und Campan wurden die Barriere-Riffe am Rand der Karbonatplattform von Hippuriten aufgebaut. Zahlreich sind Vertreter der folgenden Arten: *Hippurites (Orb.) nabresinensis* Futterer, *H. (Vacc.) sulcatus* Defrance, *H. (Vacc.) vredenburgi* Kühn, *H. (Vacc.) cornuvaccinum* Bronn var. *gaudryi* (Munier-Chalmas) Kühn, *H. (Vacc.) oppeli* Douvillé, *H. (Vacc.) atheniensis* Ktenas. Im Maastricht wurden die Arten *H. (Vacc.) braciensis* Sladić-Trifunović und *Pseudopolyconites laskarevi* Milovanović et Sladić, *P. ovalis* Milovanović sowie Sabinien gefunden. An Rändern der Riff-Flachbereiche kommen an mehreren Stellen Lumachellen von Exogyren vor. Nahe an den Riffen wurden auch Horizonte mit der Foraminifere *Keramosphaerina tergestina* (Stache) gefunden. Die Biolithe von oberkretazischen Rudisten wurden vor allen als Biostrome und nur teils auch als Bioherme gebildet.

Am Ende der Kreide folgte eine Emersion der Karbonatplattform, mit der kennzeichnenden Fauna des oberen Maastrichts.

Im nordöstlichen Teil der Dinariden ist die pelagische Fazies der Oberkreide in Schichten von Kalkbrekzien, rötlichen Mergeln, rötlichen Mergelkalken, mit Zwischenlagen von Hornsteinen und Komponenten eines grauen Kalkes entwickelt. In diesen Schichten sind pelagische Foraminiferen der Gattung *Globotruncana* enthalten: *Globotruncana calcarata* Cushman, *G. arca* (Cushman), *G. stuarti* (de Lapparent), *G. lapparenti tricarinata* (Quereau) sowie die leitenden Nannoplanktonformen *Tetralithus murus* Martini,

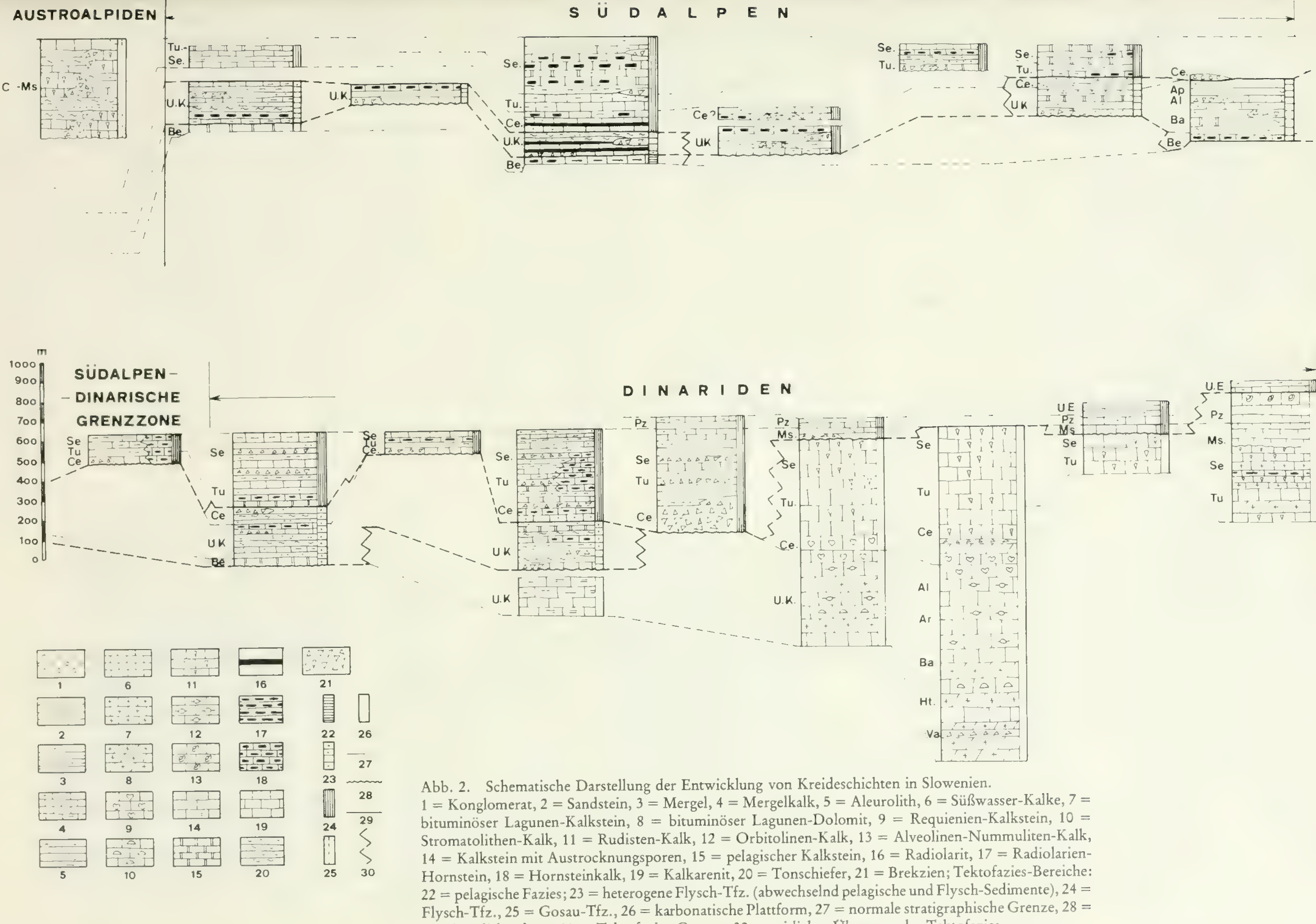


Abb. 2. Schematische Darstellung der Entwicklung von Kreideschichten in Slowenien.
1 = Konglomerat, 2 = Sandstein, 3 = Mergel, 4 = Mergelkalk, 5 = Aleurolith, 6 = Süßwasser-Kalke, 7 = bituminöser Lagunen-Kalkstein, 8 = bituminöser Lagunen-Dolomit, 9 = Requienien-Kalkstein, 10 = Stromatolithen-Kalk, 11 = Rudisten-Kalk, 12 = Orbitolinen-Kalk, 13 = Alveolinen-Nummuliten-Kalk, 14 = Kalkstein mit Austrocknungsporen, 15 = pelagischer Kalkstein, 16 = Radiolarit, 17 = Radiolarien-Hornstein, 18 = Hornsteinkalk, 19 = Kalkarenit, 20 = Tonschiefer, 21 = Brekzien; Tektofazies-Bereiche: 22 = pelagische Fazies; 23 = heterogene Flysch-Tfz. (abwechselnd pelagische und Flysch-Sedimente), 24 = Flysch-Tfz., 25 = Gosau-Tfz., 26 = karbonatische Plattform, 27 = normale stratigraphische Grenze, 28 = Erosionsdiskordanz, 29 = Tektofazies-Grenze, 30 = seitlicher Übergang der Tektofazies.
Stratigraphisches Alter: U. K. = Untere Kreide; Be. = Berrias; Va. = Valendis; Ht. = Hauterive; Ba. = Barreme; Ap. = Apt; Al. = Alb; Ce. = Cenoman; Tu. = Turon; Se. = Senon; Ca. = Campan; Ms. = Maastricht; Pz. = Paläozän; U. E. = Unteres Eozän.

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA, *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE), REINHARDT, *Broinsonia parca* (STRADNER), *Cretarhabdulus crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI und andere (PAVŠIČ, 1977). Diese Schichten, bekannt als ,,Podsabotin-Schichten", erstrecken sich entlang des Nordostrandes der Karbonatplattform und sind nach PAVŠIČ ein Vorgänger der Flysch-Sedimentation (Randbereiche der Flysch-Bekken). Das Meer war nach PAVŠIČ so tief, daß günstige Bedingungen für planktonische Flora und Fauna entstand. Die Verbindung mit dem offenen Meer war gut (PAVŠIČ, 1977, S. 57).

Weiter gegen Nordosten erfolgte die Entwicklung der unteren Kreide in einer heterogenen Flysch-Sedimentation, in welcher abwechselnd Ablagerungen eines tieferen Meeres und Flyschsedimente zu beobachten sind: Tonschiefer, Aleurolith, Kalkarenit, Sandstein, Kalk, Einlagerungen von Hornstein und Kalkbrekzien. In diesen Schichten wurden zahlreiche Arten der Nannoflora festgestellt, worunter *Hayasites albiensis* MENIVIT und die Foraminiferen *Debarina hahounerensis* FOURCADE, *Orbitolina conoidea discoidea* GRAS, *Parorbitulina lenticularis* (BLUMENBACH) von Bedeutung sind, welche schon auf den Übergang zum Cenoman hinweisen (PAVŠIČ, 1979).

In der Grenzzone zwischen den Südalpen und den Dinariden haben wir Flyschsedimentation vom Cenoman bis zum Senon, mit Orbitulinen und Globotruncanen.

In den Südalpen begann die Sedimentation meistens mit den Berrias-Schichten. Die Tektofazies ist überwiegend ein heterogener Flysch, vertreten durch Schichten von Tonschiefern, Sandsteinen, Mergeln, Mergelkalken, Radiolariten und Zwischenlagen eines radiolarienführenden Kalksteins. In dem Mergel wurde eine Nannoflora festgestellt (BUSER et PAVŠIČ, 1980; PLENIČAR, 1979).

In der oberen Kreide entstand die Flysch-Tektofazies, vertreten durch Schichten mit überwiegend karbonatischer Komponente: Kalkstein, Mergelkalk, Kalkstein mit Hornstein und Kalkbrekzie. In dem Mergel sind Globotruncanen, Orbitolinen und eine Nannoflora wie in der Flyschentwicklung der Dinariden enthalten.

In der Grenzzone und in den Südalpen schließen wir auf den Bestand ehemaliger karbonatischer Zwischenplattformen, worauf die Kalk-Fragmente mit unterkretazischer Mikrofauna hinweisen, aus denen die oberkretazischen Kalkbrekzien zusammengesetzt sind.

In den Austroalpiden wird die Gosau-Entwicklung des Campan und Maastricht beobachtet. In dieser Entwicklung treten Wechsellagen von Rudistenkalken, Mergeln, Mergelkalken, Tonlagen, Kalksandsteine und Kalkbrekzien auf. Im oberen Teil der Schichtenfolge kommt ein kalkiger Schiefer mit Kohlenlagen vor. Die Transgression der Gosau-Schichten war in dem Gebiet vom Norden gegen Süden fortgeschritten, so daß die Sedimentation in Pohorje im Santon-Maastricht, in den Nord-Karawanken aber erst im Maastricht begann.

Zwischen den klastischen Gosau-Schichten des Gebietes Pohorje-Kozjak bestehen vereinzelte Riffe (patch-reefs) mit Hippuriten: *Hippurites (Orb.) colliciatus* (WOODWARD), *H. (Vacc.) inaequicostatus* MÜNSTER, *H. (Vacc.) tauriscorum* KUEHN und *Radiolites styriacus* ZITTEL. In den klastischen Schichten sind die Foraminiferen *Acordiella conica* FARINACCI, *Cuneolina pavonia parva* HENSON, *Dyciclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS, Globotruncanen und Nannoflora enthalten.

In den nördlichen Karawanken sind Hippuriten-Riffe ausgebildet, mit folgenden Arten: *Hippurites (Vacc.) ultimus* MILOVANOVIĆ, *H. (Vacc.) braciensis* SLADIĆ-TRIFUNOVIĆ, *H. (Vacc.) latus* var. *maior* TOUCAS, *H. (Vacc.) archiaci* MUNIER-CHALMAS, *H. (Orb.) radiosus* DES MOULIN. Hinter und teils auf den Hippuriten-Riffen konnten Korallen gedeihen, mit folgenden Gattungen: *Aulosmilia, Dasmiopsis, Rennensismilia, Conicosmilotrochus, Stephanosmilia, Acrosmilia* und *Cunnolites* (TURNŠEK, 1978).

Die Kreide-Schichten in Slowenien sind teils auf einer Karbonatplattform und zum Teil in Trögen und Becken auf Kontinentalkruste der Adriatischen Tafel entstanden. Diese Tafel wurde im Känozoikum noch stark tektonisch beansprucht. Wegen der Bruch- und Deckentektonik sind die Kreideschichten in eine sekundäre Lage gekommen. Sie wurden mehrfach von starker Erosion ergriffen und sind deshalb – besonders in den Südalpen und den Austroalpiden – nur noch in kleineren Flächen erhalten.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

BUSER, S. et PAVŠIČ, J. (1980): Spodnjekredne plasti v srednji Sloveniji. – Simpozijum iz regionalne geologije i paleontologije. – 100 godina geološke škole i nauke u Srbiji: 327–334, Beograd.

PAVŠIČ, J. (1977): Nanoplankton v zgornjekrednih in paleocenskih plasteh na Goriškem. – Geologija, **20**: 33–83, Ljubljana.

— — (1979): Zgornjekredni in paleocenski apneni nanoplankton v Posočju. – Geologija, **22**, (2): 225–276, Ljubljana.

PLENIČAR, M. (1979): Cretaceous Beds in Slovenia. – 16th European Micropaleontological Colloquium: 37–48, Ljubljana.

POLŠAK, A. (1973): Istraživanje paleotemperaturnih odnosa dijela krednog sedimentacijskog bazena zapadnih Dinarida na temelju kisikove izotopne metode. – Geološki vjesnik, **25**: 113–126, Zagreb.

— — (1981): European Fossil Reef Models. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. **30**: 447–472, Tulsa, Oklahoma, USA, 1981.

PREMRU, U. (1980): Geološka zgradba osrednje Slovenije (Geologic structures of Central Slovenia). – Geologija, **23** (2), Ljubljana.

TURNŠEK, D. (1978): Solitarne senonijske korale iz Stranic in z Medvednice. – Razprave SAZU, classis 4, **21** (3): 67–68, 31 Taf., Ljubljana.

TURNŠEK, D. et BUSER, S. (1974): Spodnjekredne korale, hidrozoji in hetetide z Banjške planote in Trnovskega gozda. – Razprave SAZU, classis 4, **17** (2): 85–124, 16 Tafeln, Ljubljana.

Zitteliana	10	195–199	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Der ältere Teil der Liburnischen Formation in den NW-Dinariden

Von

RAJKO PAVLOVEC & MARIO PLENIČAR*)

Mit 3 Abbildungen im Text

ABSTRACT

The lowermost part of the Liburnian Formation, the Vreme beds, are nowadays allocated to the Uppermost Maastrichtian. They are characterized by grey bedded limestones with some intercalations of breccias, coals and coaly shales, carrying foraminifera like *Rhapydionina liburnica, Montcharmontia appenninica,* miliolids etc. in abundance, furthermore bivalves, belonging to the genus *Gyropleura.*

At a limited number of locations in the Western Dinarides it could be observed that the Vreme beds overlie Rudist limestones. Some beds within the Rudist limestone do not carry rudists, however microfossils, similar to those of the Vreme beds could be identified. Therefore the possibility cannot be ruled out that the Rudist- and the Vreme facies, were deposited simultanously at least in part. The Vreme beds were, deposited in a shallow marine environment, near shore, in embayments or even lagoons. The high content of organicmatter in the coal beds indicates a strong terrestrial influence, sedimentation possibly taking place under limnic to brackish conditions. The rudist biostromes flourished in near shore shallow water. In the Rudist limestone beds are intercalated which look like Vreme beds, this allows the conclusion that behind the rudist-biostromes partly closed lagoons existed. The change in sedimentation which caused the disappearance of the rudists may indicate minor orogenetical movements. The intensity of these movements became stronger after the deposition of the Vreme-beds. Subsequent Kozina beds usually begin with breccias.

KURZFASSUNG

Der älteste Teil der Liburnischen Formation, die Vreme-Schichten, werden heutzutage ins jüngste Maastricht gestellt. Charakteristisch für diese Schichten sind graue, bankige Kalke mit einzelnen Breccien-Lagen und eingeschalteten Kohlen bzw. Kohleschiefern, die häufig Foraminiferen wie *Rhapydionina liburnica, Montcharmontia appenninica,* Milioliden u. a. enthalten sowie Muscheln, die zur Gattung *Gyropleura* gestellt werden.

An einigen wenigen Stellen in den westlichen Dinariden wurde festgestellt, daß die Vreme-Schichten auf Rudisten-Kalken liegen. Einzelne Lagen innerhalb der Rudisten-Kalke enthalten keine Rudisten, dafür aber Mikrofossilien, die denen der Vreme-Schichten ähneln. Daher kann die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden, daß die Rudisten- und die Vreme-Fazies zumindest teilweise gleichzeitig entstanden sind. Die Vreme-Schichten wurden im flachmarinen Bereich abgelagert, in Küstennähe oder vielleicht auch in Buchten bzw. sogar in Lagunen. Die hohen organischen Gehalte der Kohleeinschaltungen deuten auf einen starken terrestrischen Einfluß hin; möglicherweise erfolgte die Sedimentation teilweise im limnischen oder brackischen Milieu. Im seichten Wasser der Küstennähe gediehen die Rudisten-Biostrome. Da schon in den Rudisten-Kalken Einschaltungen auftreten, die den Vreme-Schichten ähneln, können wir uns hinter den Rudisten-Biostromen seichte, teilweise geschlossene Lagunen vorstellen. Die Änderung in der Sedimentation, die das Erlöschen der Rudisten verursachte, zeigt kleinere orogenetische Bewegungen an, die allerdings erst nach der Ablagerung der Vreme-Schichten stärker wurden. Die nachfolgenden Kozina-Schichten beginnen gewöhnlich mit Breccien.

*) R. PAVLOVEC, M. PLENIČAR, Katedra za geologijo in paleontologijo Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani, Aškerčeva 12, 61000 Ljubljana, Jugoslavija. (Geologische Abteilung, Fakultät für Naturwissenschaften und Technology, Universität „Edvard Kardelj" in Ljubljana, Aškerčeva 12, 61000 Ljubljana, Jugoslawien).

DIE VREME-SCHICHTEN IN DEN NW-DINARIDEN

Am Ende der Kreidezeit und zu Beginn des Tertiärs kam es im Bereich der Karbonat-Plattform der Äußeren Dinariden zu erheblichen Veränderungen. Das Gebiet, das sich das ganze Mesozoikum hindurch unter dem Meeresspiegel befand, begann sich aus dem Meer zu heben. Das frühere, bis 200 m tiefe Schelfgebiet wurde seicht, es verwandelte sich stellenweise in Lagunen, wurde brackisch und gelangte sogar unter Süßwassereinfluß.

Die Sedimente, welche während der Zeit dieser Hebung entstanden sind, wurden von einigen Forschern schon zum Tertiär gerechnet, von anderen jedoch noch zur Kreide gestellt. Beide Gesichtspunkte spiegeln nicht nur das damalige geologische Geschehen wider, sondern helfen uns auch bei der Bestimmung der stratigraphischen Zugehörigkeit dieser Ablagerungen.

Als erster untersuchte diese Schichten zwischen den Jahren 1850 und 1869 G. STACHE. Er zählte sie zur sogenannten Liburnischen Stufe oder zum Protozän. Hierher stellte er alle Schichten zwischen den Hippuritenkalken der oberen Kreide und den eozänen Nummuliten- bzw. den Alveolinenkalken. Seine neue Stufe gliederte er in drei Unterstufen: Die unteren Foraminiferenkalke, die Kozina-Schichten und die oberen Foraminiferenkalke. Während die tertiären Kozina-Schichten und die oberen Foraminiferenkalke in den gesamten Äußeren Dinariden von Istrien bis zum Küstengebiet der Crna Gora verbreitet sind, sind die unteren Foraminiferenkalke auf den nordwestlichen Abschnitt begrenzt, und zwar auf das Gebiet des Triestiner Karst. Sie boten auch stratigraphisch die meisten Probleme.

Abb. 1. Der Bereich der Vreme-Schichten in den NW-Dinariden.

Im Jahre 1963 bezeichnete R. PAVLOVEC den unteren Teil der Liburnischen Formation als Vreme-Schichten nach der Ortschaft Vremski Britof südöstlich von Divača, wo sich die klassischen Fundorte befinden, an denen auch Steinkohlenflöze auftreten. Die Kohle, die in den Vreme-Schichten auch anderwärts auf dem Triestiner Karst vorkommt (z. B. bei Bazovica, Lipica, Kozina, Rodik), wurde bei Vremski Britof über ein Jahrhundert lang ausgebeutet.

Die Schichten der Liburnischen Formation in den Nordwest-Dinariden wurden von zahlreichen Geologen durchforscht, darunter von M. MUNIER-CHALMAS, T. LIPPARINI, M. SALOPEK, C. D'AMBROSI, B. MARTINIS, M. HAMRLA, R. PAVLOVEC, M. PLENIČAR, G. BIGNOT und anderen. Für die biostratigraphische Datierung der Vreme-Schichten sind besonders die marinen Kalke mit Foraminiferen und Muscheln von Bedeutung. Unter den Foraminiferen ist die Art *Rhapydionina liburnica* besonders wichtig. Die Muscheln gehören nach M. MUNIER-CHALMAS (1882) zu den Rudisten aus den Gattungen *Sphaerulites* und *Apricardia.* Nach M. HAMRLA (1959) befinden sich die Rudisten dieser Schichten in primärer Lage. M. PLENIČAR (1961) und G. BIGNOT (1972) erwähnen die Gattung *Gyropleura,* die auch zu den Rudisten gehört. Deshalb haben die erwähnten Forscher die Vreme-Schichten in die Kreide eingestuft.

Forschungen der letzten Jahre haben das kretazische Alter dieser Schichten bestätigt. Interessant aber ist noch die Frage nach den paläoökologischen Verhältnissen, in denen die Rudisten und die übrige Fauna und Flora, die wir in den Vreme-Schichten vorfinden, gelebt haben. G. BIGNOT (1972, 232) vertritt die Meinung, daß in den Vreme-Schichten drei oder noch mehr Horizonte mit Schalen von Muscheln der Gattung *Gyropleura* (oder *Apricardia)* auftreten. Charophyten und einige Foraminiferen (Discorbidae und andere) weisen auf einen verminderten Salzgehalt hin. *Rhapydionina liburnica* lebte wahrscheinlich in der neritischen Zone nahe der Küste in warmem Wasser mit normalem oder etwas geringerem Salzgehalt. Aus alledem schließt G. BIGNOT, daß wir es bei den Vreme-Schichten vermutlich mit einer Thanatozönose zu tun haben, in welcher lagunäre und marine Organismen miteinander vermischt sind.

Wenn wir diese Angaben mit anderen vergleichen, ergibt sich folgendes Bild. M. HAMAOUI & E. FOURCADE (1973, 386) halten die Gattung *Murciella* (= *Raadshoovenia cuvillieri* nach G. BIGNOT, 1972, 216; siehe K. DROBNE, 1981, 91) für eine Foraminifere aus dem wellengeschützten Teil der Karbonat-Plattform. Sie lebte in ruhigem und sehr seichtem Wasser nahe der Küste, wo auch Oogonien von Charophyten und Discorbidae aufscheinen. *Rhapydionina* tritt nach Angaben der erwähnten Autoren (S. 384) in Biomikriten oder Intrabiomikriten auf, die in geringerer Tiefe und in Wasser mit höherer Energie sowie höherem Salzgehalt entstanden sind. Auch verwandte Formen *(Raadshoovenia guatemalensis,* J. FLEURY, 1977, 81–82) stammen aus seichtem und warmem Wasser, in dem Biomikrite mit Bruchstücken von Rudisten

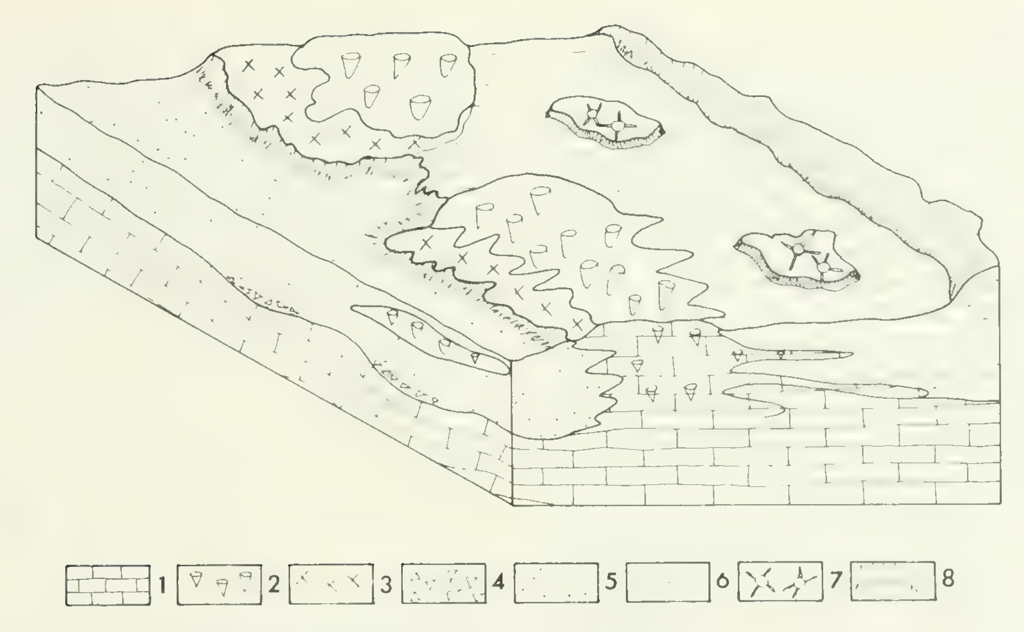


Abb. 2. Das Modell des Sedimentationsraumes der Vreme-Schichten
1: Rudistenkalk. 2: Bioherm mit Hippuriten. 3: Vorriff-Bildungen. 4: Breccie an der Basis der pelagischen Sedimente. 5: Pelagische Sedimente. 6: Vreme-Schichten. 7: ,,Patch-reef" mit Biradioliten. 8: Die Küste.

und anderen Muscheln entstanden sind (subtidal), oder sie kommen in Biomikriten beziehungsweise Biospariten vor, die auf sehr häufige Hebungen hinweisen (intertidal oder sogar supertidal). Derselbe Autor (J. Fleury, 1970, 35; 1979, 24) gibt an, daß die Schichten mit *Rhapydionina* in ,,poorly washed biosparite", in seichten Meeresgründen mit zeitweiliger Emersion abgelagert worden sind. Auch die Milioliden, besonders die Gattungen *Quinqueloculina, Triloculina* und *Spiroloculina,* die auch in den Vreme-Schichten häufig auftreten, sprechen für seichtes Wasser (M. Kaever, 1970, 341).

Die Schichten mit *Rhapydionina liburnica, Dicyclina schlumbergeri, Accordiella conica, Nummoloculina, Montcharmontia appenninica* weisen eine feinkörnige sparitische Grundmasse auf (K. Drobne, 1981, 88). Aus alledem folgt, daß sich die Vreme-Schichten in einem sehr seichten und warmen Meer entwickelt haben, wahrscheinlich sogar hinter einem Rudistengürtel. Zweifellos ist in ihnen wenigstens teilweise eine Vermengung der Fauna und Flora erfolgt (Thanatozönose).

In den letzten Jahren fanden wir in den Vreme-Schichten einige interessante Profile, die wir mit dem klassischen Profil bei Vremski Britof und Profilen zwischen Senožeče und Divača verglichen. Im Profil aus dem Tal der Raša tritt im oberen Teil der Vreme-Schichten ein rund 50 cm mächtiger Kalkhorizont auf, in dem neben Muscheln der Gattung *Gyropleura* auch zahlreiche Vertreter der Gattung *Biradiolites* vorkommen. Unter anderem tritt wahrscheinlich die Art *Biradiolites fissicostatus* auf, die für das Maastrichtien der Crna Gora charakteristisch ist. Unter diesem Horizont liegen eine Schicht mit *Rhapydionina liburnica* und mehrere Horizonte mit Muschelschalen der Gattung *Gyropleura.* Aus alledem schließen wir, daß die Rudisten des Maastrichts noch zur Zeit des Entstehens der Vreme-Schichten gelebt haben.

Bei der Untersuchung des Profils im Rašatal und anderer Profile der Vreme-Schichten gelangten wir zur Überzeugung, daß die Schalen von *Gyropleura* von Strömungen in wellengeschützte Areale eingeschwemmt wurden, wo sie sich an der Bildung von Thanatozönosen beteiligten. Für einen derartigen Transport spricht die linsenförmige Einlagerung der Schichten mit *Gyropleura.* Auch der gemeinsame Fundort der Biradioliten und Gyropleuren im Profil aus dem Rašatal weist vermutlich auf eine Thanatozönose hin. Die Biradioliten bauen nämlich Biostrome bzw. Bioherme auf, während die Gyropleuren höchstwahrscheinlich mehr im Boden-

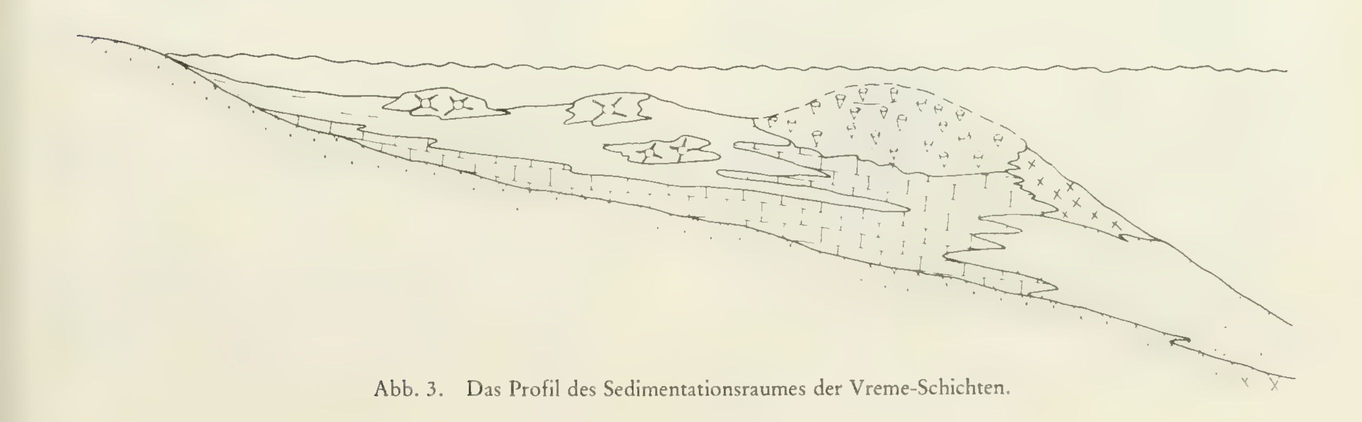


Abb. 3. Das Profil des Sedimentationsraumes der Vreme-Schichten.

schlamm eingegraben waren. Durch Strömungen wurden beide Muschelarten vermischt, doch lebten die Biradioliten wohl in der Nähe der Gyropleuren, weil ihre Schalen noch gut erhalten sind. Vielleicht haben die Biradioliten eine flache Barriere aufgebaut, hinter der die Lagune lag, in welcher sich die Vreme-Schichten entwickelten. Der Horizont mit Biradioliten und Gyropleuren liegt stratigraphisch sehr hoch im Maastrichtien. Unter diesem Horizont gibt es noch mehrere marine Kalke mit Gyropleuren und Foraminiferen der Gattung *Rhapydionina* in einer Mächtigkeit von rund 150 m, doch befinden sich in ihnen keine Biradioliten. Der jüngere Teil der Vreme-Schichten enthält auch eine synsedimentäre Breccie. Sie weist auf tektonische Unruhen hin, welche die Unterbrechung der Sedimentation zwischen den Vreme- und Kozina-Schichten und auch häufige synsedimentäre Breccien in den Kozina-Schichten zur Folge hatten. Im Hinblick darauf, daß Rudisten häufig im Horizont mit Gyropleuren auftreten, schließen wir auf das Vorhandensein von Biolithiten mit Biradioliten („patch reef") im Bereich der Lagune. Die Rudisten wurden nach ihrem Absterben in die Vreme-Schichten eingebettet.

Auch die Gyropleuren und Foraminiferen (zahlreiche Milioliden und *Rhapydionina liburnica)* wurden postmortal verfrachtet. In den Vreme-Schichten treffen wir eingeschwemmte Gyropleuren und auch Foraminiferen an, worauf ins einzelne gehende Beobachtungen in der Umgebung von Divača hinweisen. In einigen Teilen der Vreme-Schichten (z. B. in den Schichten 21 und 22 des Profils L bei Vremski Britof; M. Hötzl & R. Pavlovec, 1979, 1981, ferner auch bei Vrapče) sind die Rhapydioninen außerordentlich zahlreich und gut erhalten. Einzig und allein in diesen Schichten befinden sich die Foraminiferen wahrscheinlich noch in primärer Lage.

An wenigen Stellen der Westdinariden wurde festgestellt, daß die Vreme-Schichten den Rudistenkalken (Biolithiten) aufliegen. Meistens ist der Kontakt nicht sichtbar. In einigen Teilen der Rudistenkalke, in denen die genannten Muscheln fehlen, treten ähnliche Mikrofossilien wie in den Vreme-Schichten auf (M. Pleničar & R. Pavlovec, 1981). Solche Mikrofossilien kommen seltener zusammen mit Rudisten vor. Deshalb schließen wir die Möglichkeit nicht aus, daß sich mindestens stellenweise die Rudisten- und Vreme-Fazies gleichzeitig entwickelt haben.

SCHLUSSWORT

Die Vreme-Schichten entstanden im jüngsten Abschnitt des Maastrichtien in seichtem und warmem Wasser, in dem Strömungen und Wellengang vorherrschten. A. Polšak's Modell (1981, 448) der Kreidebiolithite für die Inneren Dinariden können wir auch auf die Entstehung der Vreme-Schichten und der Rudistenbiolithite anwenden. In den küstennahen Lagunen entstanden die Vreme-Schichten unter erheblichem Einfluß des Festlandes (Kohle). Stellenweise gediehen in diesem Bereich Bioherme mit Biradioliten („patch reef"). Zum offenen Meer hin lag eine Barriere-artiger Rudistengürtel. In von der Küste entfernteren Teilen entstanden hingegen pelagische Sedimente (Podsabotiner Schichten, teilweise auch Flysch und flyschähnliche Schichten).

Die Gyropleuren und Rhapydioninen befinden sich nur selten in primärer Lage. Besonders die Horizonte mit Gyropleuren und Biradioliten bzw. Gyropleuren und Rhapydioninen können als Thanatozönosen gedeutet werden.

Nach der Ablagerung der Vreme-Schichten kam es zu einer Schichtunterbrechung. Auf sie folgten die marinen, brackischen oder sogar limnischen Sedimente der Kozina-Schichten.

SCHRIFTTUM

Bignot, G. 1971: Contribution a l'étude des espèces liburniennes des genres *Rhapydionina* Stache 1913 et *Rhipidionina* Stache 1913. – Revue Micropal., **13:** 222–236; Paris.

— — 1972: Recherches stratigraphiques sur les calcaires du crétacé supérieur et de l'éocène d'Istrie et des régions voisines. Éssai de révision du Liburnien. – Trav. Lab. micropal., **2:** 1–353; Paris.

Drobne, K. 1981: Značilne foraminifere in njih združbe v podlagi danijskih plasti (Characteristical foraminifers and their association in the base of Danian beds). – Simpozij o probl. danija, Zbornik referatov, Odsek za geologijo, **2:** 85–97; Ljubljana.

Fleury, J. J. 1970: Le sénonien et l'éocène à microorganismes benthoniques du Klokova (Zone du Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale). – Revue Micropal., **13:** 30–44; Paris.

— — 1977: Deux Rhapydionininae (Foraminifères, Alveolinidae) d'affinités américaines, dans le crétacé supérieur de Grèce (Zone de Gavrovo – Tripolitza). – Revue Micropal., **20:** 77–90; Paris.

— — 1979: A propos d'une nouvelle espèce du Crétacé terminal de Grèce. Place du genre *Cyclopseudedomia* parmi les Rhapydionininae (Foraminifères, Alveolinidae). – Revue Micropal., **22:** 19–28; Paris.

Hamaoui, M. & Fourcade, E. 1973: Révision des Rhapydionininae (Alveolinidae, Foraminifères). – Bull. Centre Rech. Pau – SNPA, **7:** 361–435; Pau.

Hamrla, M. 1959: O pogojih nastanka premogišč na krasu (On the conditions of origin of the coal beds in the Karst region). – Geologija, **5:** 180–264, pl. 1–6; Ljubljana.

Hötzl, M. & Pavlovec, R. 1981: Vremske plasti kot podlaga danijskim plastem v Zahodnih Dinaridih (The Vreme beds as the base of Danian beds in the Western Dinarides). – Simpozij o probl. danija, Zbornik referatov, Odsek za geologijo, **2:** 133–136; Ljubljana.

Kaever, M. 1970: Die alttertiären Großforaminiferen Südost-Afghanistans unter besonderer Berücksichtigung der Nummulitiden-Morphologie, Taxonomie und Biostratigraphie. – Münster. Forsch. Geol. Pal., **16/17:** 1–400, Taf. 1–19; Münster.

Munier-Chalmas, M. 1882: Études critiques sur les Rudistes. – Bull. Soc. géol. Fr., **3**, 10: 472–492, pl. 10–11; Paris.

PAVLOVEC, R. 1963: Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v južnozahodni Sloveniji (Die stratigraphische Entwicklung des älteren Paläogens im südwestlichen Teil Sloveniens). – Razprave Slov. akad. znan. umet., 4. razred, **7:** 419–556; Ljubljana.

PLENIČAR, M. 1961: Stratigrafski razvoj krednih plasti na južnem Primorskem in Notranjskem (The stratigraphic development of Cretaceous beds in southern Primorska [Slovene Littoral] and Notranjska [Inner Carniola]). – Geologija, **6:** 22–145; Ljubljana.

— — & PAVLOVEC, R. 1981: Novi pogledi na razvoj maastrichtija pri nas (New views of the development of Maastrichtian in Slovenia). – Rudarsko-metalur. zbornik, **28:** 383–386; Ljubljana.

POLŠAK, A. 1981: Upper Cretaceous biolithitic complexes in a subduction zone: Examples from the Inner Dinarides, Yugoslavia. – SEPM Spec. Publ., **30:** 447–472; Tulsa.



Zitteliana	10	201–206	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Flachwasserkarbonate der Unterkreide im dinarischen Karstgebiet entlang der jugoslawischen Adriaküste

Von

JOSIP TIŠLJAR, IVO VELIĆ & BRANKO SOKAČ*)

Mit 3 Abbildungen

KURZFASSUNG

Die Flachwasserkarbonate der Unterkreide im Adria-Küstengebiet zeigen sehr große Ähnlichkeit in der Litho- und Biofazies und damit in der Beurteilung des Ablagerungsmilieu. Die Karbonate wurden im inneren Bereich einer weitausgedehnten Plattform gebildet.

Folgende Lithofaziestypen und die entsprechenden Ablagerungsmilieu wurden ausgeschieden:

Lithofazie A: (oberhalb des Hochwasserniveaus mit zeitweiligen Auftauchphasen;
Lithofazies B: Im Gezeitenbereich bis oberes Subtidal;
Lithofazies C: Lagunen und "back-reef"-Bereich;
Lithofazies D: bewegtes Flachwasser und riffumgebende Bereiche;
Lithofazies E: spätdiagenetische Dolomite.

Lithofaziestyp C: ist vorherrschend; Typ B ist häufig, jedoch Typ A und B sind seltener. Dolomite (Lithofaziestyp E) wird stellenweise sehr mächtig.

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß auf der Plattform zur Kreidezeit die Faziesbereiche nicht gleichzeitg abgelagert wurden, also zu stratigraphischen Zwecken nicht geeignet sind. Gleiche Faziestypen erscheinen an unterschiedlichen Lokalitäten zu unterschiedlichen Zeiten; es kommt dabei zu periodischen Wiederholungen von Faziestypen. Unterschiedliche Mächtigkeiten der Faziestypen wurden weitgehend gesteuert durch Häufigkeiten von Auftauch-Erscheinungen und schwankende Sedimentationsraten im Gezeitenbereich. Diese Bedingungen können auf eine sehr schwache Neigung des inneren Teils der Plattform zurückgeführt werden, die ungleichmäßig absinkt; ebenso können Oscilationen des Meeresspiegels solche Differenzierungen bewirken.

ABSTRACT

Detailed local studies and regional correlation of the Lower Cretaceous shallow water carbonates in the Adriatic coastal region show a high similarity in lithofacial, biofacial and paleoenvironmental characteristics. The carbonates were general formed in the inner part of a large carbonate platform. The following lithofacies and corresponding depositional environments were separated:

Lithofazies A: supratidal with temporary emersions;
Lithofacies B: intertidal to shallow subtidal;
Lithofacies C: lagoons, back-reefs and resticted shoals;
Lithofacies D: shoals with agitated water and patch-reefs;
Lithofacies E: late-diagenetic dolomites.

Lithofacies C is predominant, B is frequent, but A and D are rare. Late-diagenetic dolomites (Lithofacies E) sometimes could be frequent and locally very thick.

Lithological, structural, textural, diagenetic and genetic properties, depositional environments and different thickness of the same lithofacies suggest the following conclusions: in various places of the Lower Cretaceous carbonate platform certain depositional environments did not occur at the same time, or, if they occured, they did not last for the same period of time. Nevertheless, same environments existed in various places, at various times, and at the same place particular environments were periodicaly repeated within various time intervals.

Such circumstances caused lateral and vertical lithofacial changes, various depositional thicknesses and rhythmical and cyclic sedimentation. The various lithofacial thicknesses were mostly affected by emersions, their frequency and duration, and the relatively low rate of sedimentation in the intertidal

*) J. TIŠLJAR, Fakultät für Bergbau, Geologie und Erdölwesen der Universität Zagreb, Pierottijeva 6, Postfach 186, YU-41000 Zagreb; I. VELIĆ, B. SOKAČ, Institut für Geologie der Universität Zagreb, Sachsova 2, YU-41000 Zagreb.

zone. These conditions of sedimentation could be attributed to the very gentle inclination of the inner part of platform, nonuniform sinking and to different sedimentation-rate. Even small differences in the balace of these factors, as well as the oscilations of the sea level, could cause the changes in the depositional environments at comparatively small distances within the supratidal – intertidal – subtidal – lagonal-back reef- reef zones.

EINLEITUNG

Die Unterkreide im Dinarischen Karstgebiet von der Halbinsel Istrien bis Dubrovnik wurde über mehrere Jahre lithofaziell, sedimentologisch, biostratigraphisch und paläontologisch intensiv untersucht. Dieses Hochkarstgebiet der Adriaküste einschließlich der Inseln ist etwa 550 km lang und zwischen 60 bis 140 km breit (Abb. 1). An der Oberfläche dominieren Kreidesedimente. Seltener sind jurassische und sehr selten triassische Ablagerungen aufgeschlossen.

In dieser Arbeit werden nur die Ergebnisse der lithofaziellen und sedimentologischen Untersuchungen der Unterkreidekarbonate zusammengefaßt. Es hat sich gezeigt, daß biostratigraphisch innerhalb des Unterkreidegebietes eindeutig zwischen 7 und 9 litho- und biostratigraphischen Einheiten unterschieden werden können. Diese entsprechen chronostratigraphisch: Berrias, Valendis, Hauterive, Barrême, Unter- und Oberapt, Unter- und Oberalb und Vrakon (siehe Velić, Tišljar & Sokač, 1979).



Abb. 1. Geologische Skizze der Unterkreide im Dinarischen Karstgebiet mit im Text erwähnten Fundorten.

LITHOFAZIELLE UND SEDIMENTOLOGISCHE EIGENSCHAFTEN

Die Unterkreidesedimente im Dinarischen Karst sind ein Teil der kontinuierlichen Ablagerung der mesozoischen Karbonatgesteine (mit stellenweisen Emersionen) von der Ober-Trias bis zum Ende der Kreidezeit. Ihre Mächtigkeit variiert zwischen 750 und 1150 m. Im allgemeinen sind es Flachwasserkarbonate, die sich auf einer großen Karbonat-Plattform abgelagert haben.

Innerhalb dieses großen Flachmeer-Ablagerungsgebietes sind einzelne genau definierbare Ablagerungsmilieus, bzw. Lithofaziestypen zu unterscheiden:

- Lithofazies A: oberhalb des Hochwasserniveaus mit zeitweiligen Emersionen („supratidal with temporary emersions“);
- Lithofazies B: Gezeitenbereich und Watten („intertidal und shallow subtidal“);
- Lithofazies C: Lagunen und „back reef“-Bereich;
- Lithofazies D: bewegte Flachsee und „perireefal shoals“-Bereich;
- Lithofazies E spätdiagenetische Dolomite.

Die Mächtigkeit und Häufigkeit der einzelnen Lithofazies-Typen und ihre vertikale und horizontale Verbreitung sind in der Unterkreide nicht überall gleich (Abb. 2).

Am häufigsten kommt die Lithofazies C vor. Ziemlich häufig, aber in geringerer Mächtigkeit erscheint die Lithofazies B. Lithofazies A und D kommen seltener vor, ihre Mächtigkeiten und laterale Verbreitung sind geringer. Lithofazies E ist an

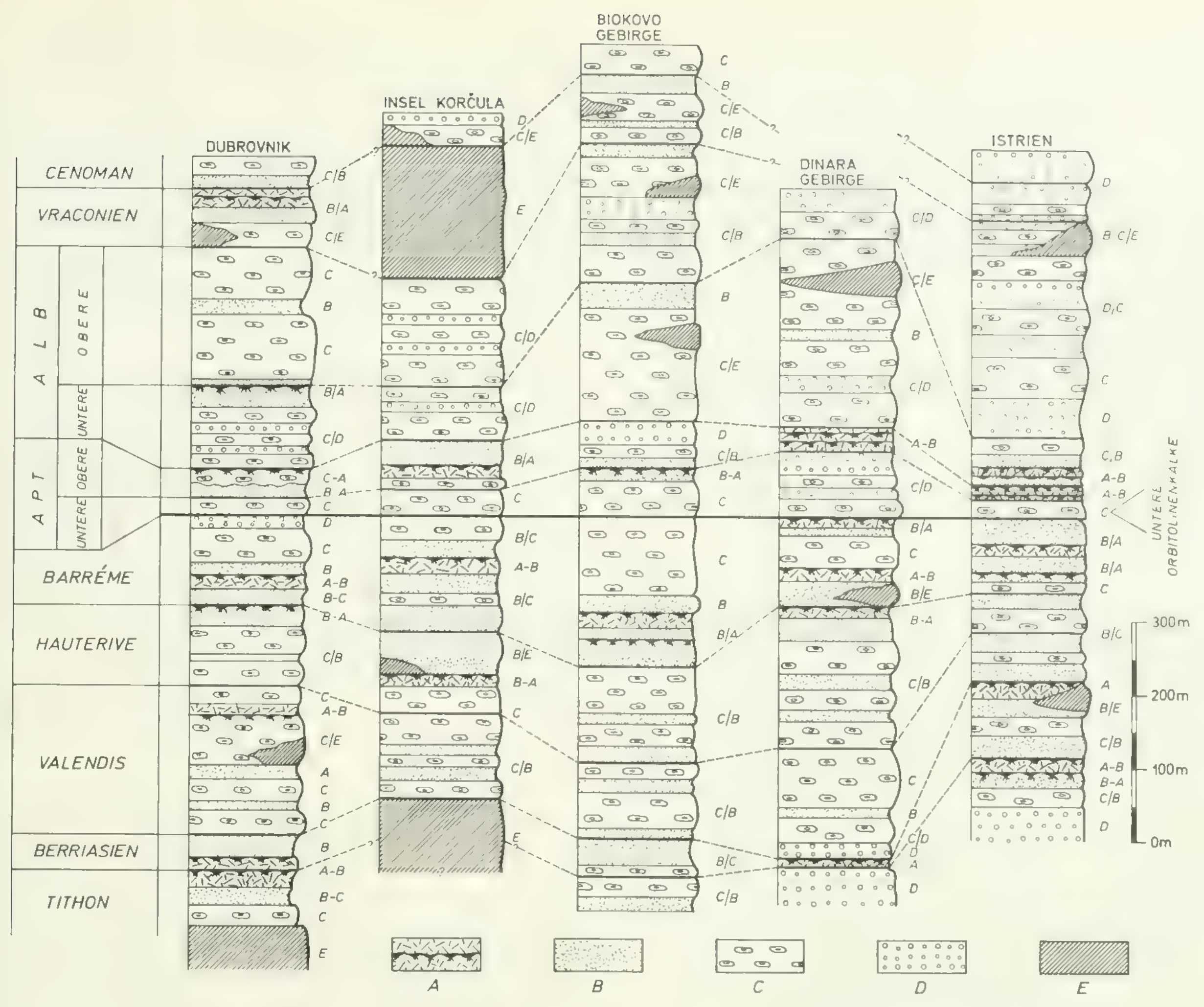


Abb. 2. Vertikale und horizontale Verbreitung der Lithofaziestypen in der Unterkreide im Dinarischen Karstgebiet: A = ,,supratidal" mit zeitweiligen Emersionen; B = Gezeitenbereich und Watten; C = Lagunen und ,,back reef"-Bereich; D = bewegte Flachsee und ,,perireefal shoals"; E = spätdiagenetische Dolomite.

vielen Lokalitäten vertreten, sehr häufig im Berriasien, Alb und Vrakon.

1. Lithofazies C, (Lagunen und ,,back reef"-Bereich) finden wir im gesamten Dinarischen Karst in allen tektonischen Einheiten (Abb. 2). Sie ist besonders für das Valendis, Hauterive, Unterapt und Unteralb charakteristisch. Im allgemeinen wechselt sie häufig mit Kalken der Lithofazies B, selten mit A oder mit Dolomiten der Lithofazies E ab. In der Regel haben die Kalke der Lithofazies C die größte Mächtigkeit und laterale Verbreitung. Sie sind überwiegend aus Mikriten, Biomikriten und Onkoidkalken, seltener aus onkoidreichen Intraspariten zusammengestzt. Alle diese Kalke sind durch Akkumulation von Kalkschlamm und Kalkdetritus im flachen und ruhigen Wasser mit niedrigem Energie-Index und erhöhter Salinität entstanden. Auf die erhöhte Salinität der Lagunen und der ruhigen Flachseen (,,back reef") weist das Gefüge der Onkoide und die Flora und Fauna hin. Es finden sich Elemente sogenannter ,,restricted marine environments": Grünalgen (vor allem Dasycladaceen, seltener Codiaceen), Blaugrünalgen in Onkoid-Formen, Schnecken, Ostracoden, benthonischen Foraminiferen mit internsiver Mikritisierung (Milioliden, Verneuiliniden, Orbitoliniden); in den älteren Schichten auch Favreinen.

In der Lithofazies C findet sich häufig eine rhythmische Wechselablagerung von Mikriten/Biomikriten und Onkoidkalken, die infolge der schwankenden Karbonatablagerungsrate entstanden ist (Tišljar, im Druck). In der Zeit geringerer Schlammablagerung wurden günstige Bedingungen für eine üppige Entwicklung der Blaugrünalgen und für die Entstehung von Onkoiden geschaffen. Es überwiegen ,,algal ball"-Onkoide, die durch das Haften des Schlammes auf dem Schleim und den Fasern der Blaugrünalgen entstanden sind. Sie wuchsen in Form von kleinen Büschen. Sehr häufig gibt es Onkoidkalke, die aus großen Onkoiden, s. g. ,,Makroiden", geformt wurden. Ihr Entstehen erklärt sich durch Algen, welche Bacinella- und Schneckenreste inkrustieren (Tišljar, 1979). Selten kommen Onkoide mit mehr oder weniger glatt umlaufendem Schalenbau (,,SS-C"-Onkoide) vor.

Die Morphologie und der Aufbau der Onkoide ist ein charakteristischer Indikator für eingeschränktes Milieu im Lagunen- und ,,back reef"-Bereich mit schwacher Intensität der Kalkschlammablagerung. Denn bei verstärkter Schlammablagerung ist die Entwicklung von Blaugrünalgen und von Onkoiden infolge der Zuschüttung nicht mehr möglich.

Der Lithofazies C gehören noch zwei, für die äußeren Dinariden typische bio- und lithofazielle Einheiten an, die man

als beständige Horizonte entlang des ganzen Dinarischen Karst verfolgen kann: die ,,Unteren Orbitolinenkalke", (Beginn des Unterapts) und die ,,Oberen Orbitolinenkalke", (Unteralb):

,,Die Unteren Orbitolinenkalke" (VELIĆ & SOKAČ, 1978) bestehen aus dickgebankten Mikriten und Biomikriten sowie Onkoidkalken. Sie enthalten Orbitolinen *(Praeorbitonina cormyi* SCHROEDER, *P. wienandsi* SCHROEDER, *Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei* SCHROEDER), Bacinellen, Schnecken, Milioliden und Makroide.

Die ,,Oberen Orbitolinenkalke" sind überwiegend aus Biomikriten, Biospariten und Onkoidkalken mit Mesorbitolinen *(Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* ROEMER, *O. (M.) texana parva* DOUGLASS, *O. (M.) texana minuta* DOUGLASS) und Cuneolinen *(Cuneolina pavonia* D'ORB.) zusammengesetzt.

2. Lithofazies B, (Gesteine des Gezeitenbereichs und der Watten-,,intertidal to shallow subtidal") kommen sehr häufig vor, wir finden sie aber nicht immer an allen Lokalitäten und in allen biostratigraphischen Einheiten (Abb. 2). Ihre Mächtigkeit und Häufigkeit variiert sehr von Lokalität zu Lokalität und von Einheit zu Einheit. Im allgemeinen wechselt sie am meisten mit den Kalken der Lithofazies C und A ab.

Lithofazies B ist aus einer Wechsellagerung von Mikriten/Biomikriten mit Fenstergefüge (,,birds eyes"), Peloidkalken und LLH-Stromatolithen zusammengesetzt.

Der Zyklus Mikrit – Intrasparit/Biosparit – Peloidkalk – LLH-Stromatolith ist typisch für die Lithofazies B. Die Zyklen sind als ,,peritidal"-Fluktuationen interpretierbar. Wellige stromatolithische Strukturen, Bioturbationen, Trockenrisse und Fenstergefüge charakterisieren diese Lagen. Die Lamination ist die Folge einer Wechsellagerung mikritischer, pelmikritischer und pelsparitischer Lagen mit den stromatolithischen Bildungen. Als Folge einer Menge parallel orientierter Fenster (,,laminoidal fenestrae" GROVER & READ 1978) zeigen auch die Mikrite häufig laminierte Textur. Neben den langgestreckten Fenstern finden sich oft unregelmäßige konturierte Lösungshohlräume (,,solution vugs and molds of shells"), die mit einem Calcitzement-Mosaik ausgefüllt sind. Die langgestreckten Fenster entstanden hauptsächlich durch Fäulnisprozesse der Blaugrünalgen. Die Skelett-Lösungshohlräume entstanden durch die Auflösungsprozesse der aragonitischen Skelette, vor allem von Grünalgen und Schnekken. Für die Hohlraumbildung war das wiederholte Durchfeuchten und Austrocknen der Ablagerungen im Gezeitenbereich durch Niederschläge ausschlaggebend. Dabei wurden gelegentlich die Schalen vollständig herausgelöst. Die Lösungshohlräume wurden manchmal durch Korosion in unregelmäßige Korosionshöhlen umgeformt, so daß die Konturen, bzw. Skelettabdrücke nicht mehr erkennbar sind.

Die Stromatolithen enthalten außer den ,,cryptalgal"-Lagen auch Kotpillen, Grünalgen, Ostrakoden, Schnecken, Intraklasten und benthonische, stark mikritisierte, Foraminiferen. Diese Komponenten sind im Intertidal zusammen mit dem Karbonatschlamm durch Gezeitenströmungen während der Flut über die Algenmatten geschüttet worden. Die Peloidkalke sind durch einen höheren Gehalt an Kotpillen und einheitliche Korngrößen, Komponentensorten und -Gefüge gekennzeichnet. In den älteren Ablagerungen (Neokom) kommen häufig Peloidkalke vor, die aus *Favreina* (Crustaceen-Kotpillen) bestehen.

Die Intrasparite und Biosparite sind reich an Calcitzement. An den Kornrändern hat sich ein faseriger, Palisaden-Zement (Zement A – ,,fibrous rim cement") und in den übrigen Poren ein isometrischer Mosaik-Zement (Zement B) abgelagert.

Die Gesteine zeigen strukturelle und diagenetische Eigenschaften von ,,beach rock"-Sedimente.

3. Lithofazies A, (Bereich über dem oberen Gezeitenniveau mit zeitweiligen Emersionen ,,supratidal with temporary emersions"). Sie tritt gewöhnlich nicht in mächtigen Schichten auf. Jedoch hat sie in den einzelnen chronostratigraphischen Einheiten große Bedeutung. Besonders häufig ist das Auftauchen mit Unterbrechungen im Ablagerungsprozeß im Unter- und Oberapt (Abb. 2). In Istrien, z. B., ist die Mächtigkeit der Abfolge, (besonders im Unteralb) wegen derartiger Ablagerungsbedingungen deutlich reduziert (Abb. 2). Lithofazies A ist charakterisiert durch intraformationelle Breccien, Weichkonglomerate (,,supratidal soft pebble conglomerates"), frühdiagenetische Dolomite, Fensterkalke mit vadosen Bildungen und subaerischen Verwitterungserscheinungen.

Die intraformationellen Breccien sind durch variierende Schichtdicke, relativ geringe laterale Verbreitung, geringe oder keine Rundung und Sortierung der Klasten gekennzeichnet. Komponententransport hat nicht stattgefunden. Die Bruchstücke passen stellenweise noch zusammen, die Zusammensetzung ist petrographisch einheitlich. Die Fazies der Fragmente entspricht denjenigen Kalken, die unmittelbar unterhalb der Breccien liegen. Die Klasten sind schwach miteinander verbunden, entweder mit Kalkmikrit oder es handelt sich um eine feinkörnige Matrix aus Calcite, Illit, Montmorillionit und Chlorit. Diese Gesteine sind durch subaerische und subaquatischen Brekzierung und Erosion früh erhärteter und halbverfestigter Karbonate entstanden. Nach kurzfristigem Auftauchen wurden die Sedimente wieder überflutet. Im allgemeinen wechseln die Breccien mit den Kalksteinen der Lithofazies B, selten auch mit C ab. In Istrien betragen im Oberapt und Unteralb die intraformationelle Breccien-Lagen stellenweise 0,40 bis 1,3 m (Abb. 2).

Frühdiagenetische Dolomite (,,supratidal early-diagenetic dolomites") sind im Berrias in Istrien und im Vrakon in der Umgebung von Dubrovnik zu beobachten (Abb. 2). Sie zeigen die folgenden, für den Auftauchbereich charakteristischen Merkmale: Lamination, Trockenrisse, ,,mud pebble conglomerate", ,,loadcast"-artige Texturen, LLH-Stromatolithen und im allgemeinen sehr kleine Dolomitkristalle. Das Ende der Ablagerung einzelner Lagen ist manchmal durch Austrocknung (,,desiccation breccia") und sogar durch Erosion (,,erosion surface") gekennzeichnet. Schwachwellige stromatolithische Strukturen, welche auf Blaugrünalgen-Matten *(Schizotrix*-Typ) zurückgehen, wurden nur während schwerer Stürme abgelagert. Die Masse des Sedimentmaterials wurde an anderer Stelle, entweder unterhalb des Gezeitenbereiches oder im Gezeitenbereich gebildet. Durch Stürme wurde es in den Supratidalbereich gebracht. Eine Ablagerung oberhalb des Gezeitenbereiches wird auch durch das Vorkommen von Fenstern (,,birds eyes"), die Zusammenset-

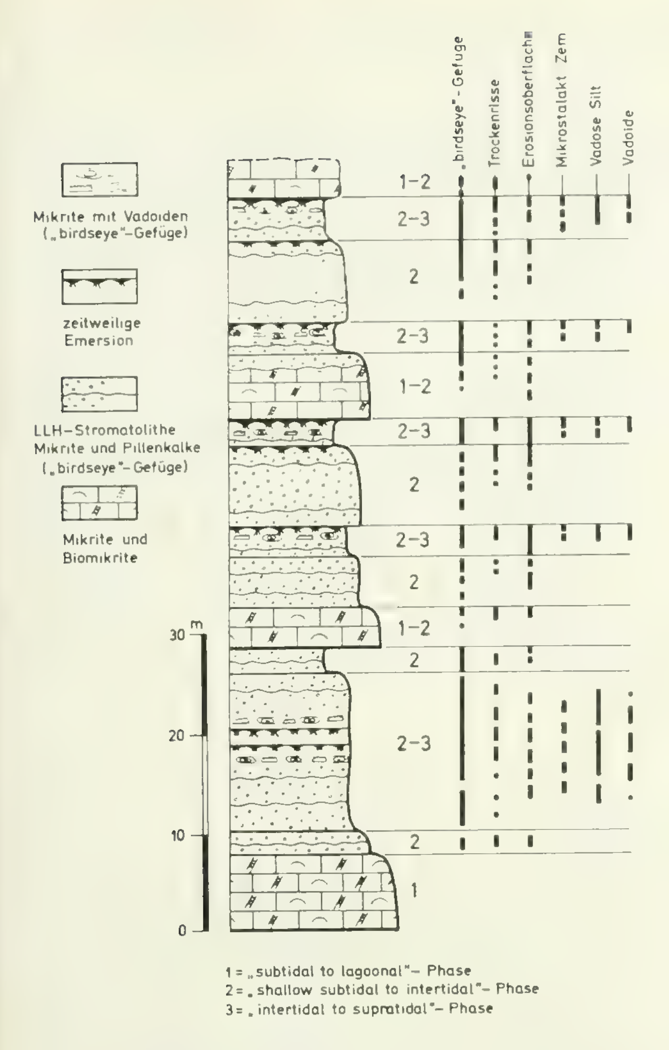


Abb. 3. „Peritidal" – Ablagerungsphasen im Tithon und Berrias in der Umgebung von Dubrovnik.

zung der Dolomite und die Dolomitkristallgröße angezeigt, welche im allgemeinen unter 10 Micron liegt. Dies weist auf eine frühdiagenetische Dolomitisation hin. Eine solche Dolomitisierung kommt heute vorwiegend oberhalb des Gezeitenbereichs vor (Füchtbauer, 1974). Der relativ hohe Calciumüberschuß der Dolomite (Ca-0,52–0,56; Mg-0,44–0,48) schließt ein evaporitisches Milieu aus.

Wenn man zusätzlich eine Abnahme des Calciumüberschusses während der Diagenese in Rechnung stellt, können die vorliegenden Dolomite nur mit denjenigen des relativ feuchten Klimas von Florida und der Bahamas verglichen werden, nicht aber mit dem trockeneren Milieu von Bonaire oder des Persischen Golfes (Füchtbauer & Tišljar, 1975).

Kalke mit „vadosen" Bildungen kommen in Tithon und Berrias der Umgebung von Dubrovnik vor (Abb. 3). Es handelt sich um Mikrite, Biomikrite, Peloidkalke und LLH-Stromatolithen, welche zahlreiche Fenster, Lösungs- und Korrosionshohlräume, Schalenlösungshohlräume, Geopetalgefüge, Trockenrisse, Vadoide, vadosen Silt, dünne Kalkkrusten und unregelmäßig geformte Linsen von „desiccation"-Brekzien enthalten (Abb. 3).

Die Lösungs- und Korrosionshohlräume sind mit vadosem Silt, mit kalzitischen Mosaikzement und in den Bögen mit einem mikrostalaktitischen Gravitations-Zement ausgefüllt. Über den Kalken mit „vadosem" Silt und die Lösungs- bzw. Korrosionshohlräume folgen gewöhnlich Sedimente mit Vadoiden (vadose Pisoide) und Kalkkrusten („calcrete"). Die Poren zwischen den Vadoiden sind mit vadosem Silt, mit Mikritmatrix und mit mikrokristallinem Calcitzement subaerischer Entstehung ausgefüllt. Die Struktur- und Textureigenschaften weisen eindeutig auf die vadose Zone und auf subaerische Verwitterung hin. Hier wurden die noch weichen oder früh erhärteten, vermutlich primär aragonitischen Karbonatsedimente im Laufe der Frühdiagenese unter dem Einfluß des Niederschlagwassers und der subaerischen Verwitterung geprägt (Tišljar, 1980).

4. Lithofazies D, (bewegte Flachsee und „perireefal shoals", mit normaler Salinität). Sie ist über die gesamte Mächtigkeit der Unterkreide mit sehr geringem Anteil vertreten. Etwas häufiger findet man sie im Alb von Istrien, im Ober-Barrême von Dubrovnik, seltener im Apt des Biokovo-Gebirges, ferner im Unterapt und im Unteralb des Dinara-Gebirges sowie im Unterapt des Kapela-Gebirges (Abb. 2). Die Lithofazies D setzt sich aus Intrespariten, Biospariten, Biosparruditen und Rudisten-Schillkalken mit Echinodermen- und Muschelfragmenten zusammen. Große Mengen der Rudisten, Muscheln und Echinodermen, sowie das zeitweilige Auftreten kleiner Rudistenbiostrome und grobem Korallenschutt, deuten auf einen Einfluß der bewegten Flachsee mit kleinen Riffen („patch reefs") hin. Hier konnten dank guter Durchlüftung und normaler Salinität diese Organismen leben. Ihr Schutt wurde zeitweise in den Lagunen, den „perireefal shoals" und im Flachwasser des inneren Teils der Karbonatplattform abgelagert.

5. Lithofazies E kommt in dicken Linsen und unregelmäßigen Körpern von makrokristallinen bis mikrokristallinen, spätdiagenetischen Dolomiten vor; diese Lithofazies ist besonders im Tithon, Berrias, im Alb und Vrakon verbreitet. Die Grenzen zwischen den spätdiagenetischen Dolomiten und den übrigen Kalken sind unregelmäßig und graduell. Lateral und vertikal gehen sie stellenweise über Dolomitkalke und dolomitreiche Kalke in reine Kalke über. Die großen Dolomitkörper enthalten gewöhnlich mehrere strukturell und faziell unterschiedliche Kalkschichten, dies ist für eine spätdiagenetische Dolomitisierung charakteristisch. Der relativ hohe Claciumüberschuß der Dolomite läßt auf eine spätdiagenetische Genese schließen. Der Dolomit besteht aus Ca-0,55–0,58; Mg-0,42–0,45; CO_3, das heißt, es sind „Protodolomite". Er ist aus makrokristallinen hypidiomorphen Dolomitrhomben mit vielen bräunlichen Einschlüssen (unter 1 bis 3 Micron, möglicherweise aus organischem Material) zusammengesetzt. Die Kristallgröße dieser Dolomite gleicht derjenigen von Dolomitrhomben in lagunären und intertidalen Kalke der Lithofazies C und B, welche mehr oder weniger spätdiagenetisch dolomitisiert wurden. Die spätdiagenetischen Dolomite der Lithofazies E entstanden durch eine spätdiagenetische Dolomitisierung der Kalke der Lithofazies B und C.

DISKUSSION UND ZUSAMMENFASSUNG

Die Untersuchungsergebnisse der Lithofazies und des Ablagerungsmilieus der Karbonate in der Unterkreide im dinarischen Karst zeigen in diesem weiten Gebiet große Ähnlichkeit. Es sind marine Flachwasserkarbonate, die sich auf einer ausgedehnten Karbonat-Plattform abgelagert haben. Auch wenn wir in der gesamten Ausdehnung dieser Plattform, der Unterkreide die gleichen Lithofazies-Typen und gleiches Ablagerungsmilieu finden, ist jedoch ihre Mächtigkeit, die vertikale und horizontale Verbreitung an vielen Stellen und in den chronostratigraphischen Einheiten nicht immer gleich.

Die Analyse der vertikalen und horizontalen Verbreitung der einzelnen Lithofaziestypen, ihre unterschiedliche Mächtigkeit und die Wechsellagerung läßt uns auf folgende Tatsachen schließen:

- die Karbonat-Plattform hatte eine sanfte Neigung und eine ungleichmäßige Absenkung im ganzen Gebiet;
- obwohl sie relativ flach ist, hatte sie stellenweise eine ziemlich augeprägte Morphologie;
- die Meeresspiegelschwankungen waren zeitlich und räumlich sehr verschieden;
- die Absenkungsrate und damit die Sedimentationsrate war in verschiedenen Teilen der Plattform ungleich.

Schon sehr geringe Veränderungen der Anhäufungsrate des Karbonates und der Absenkungsgeschwindigkeit der Plattform sowie Meeresspiegelschwankungen, können bei einer sanften Neigung des Beckenbodens rasche Veränderungen in der Wassertiefe und -energie verursachen. Veränderungen der Sedimentationsgeschwindigkeit und/oder der Senkungsrate der Plattform können das Auftreten und Verschwinden einzelner Ablagerungsbereiche zwischen Flachmeer- ,,back reef"-Lagune – Gezeitenbereich und Watten – supratidal Bereich – vadoser Zone und dem Auftauchbereich bewirken.

Für die Mächtigkeit der einzelnen Lithofaziestypen und damit der gesamten Unterkreide hatte die Sedimentakkumulationsrate, die durch die Häufigkeit und das Fortbestehen der einzelnen Ablagerungsbereiche bedingt war, großen Einfluß.

LITERATUR

FÜCHTBAUER, H., (1974): Sediments and Sedimentary Rocks 1; Sedimentary Petrology Part II. – 464 S. (Schweizerbart), Stuttgart.

— — & TIŠLJAR, J., (1975): Peritidal cycles in the Lower Cretaceous of Istria (Yugoslavia). – Sedimentary Geology, **14:** 215–223.

GROVER, G. Jr. & READ, J. F., (1978): Fenestral and associated vadose diagenetic Fabrics of tidal flat carbonates, Middle Ordovician New Marked Limestones, Southern Virginia. – J. Sedimentary Petrology, **48,** (2): 453–488.

SHINN, E. A., (1968): Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. – J. Sedimentary Petrology, **38:** 215-223.

SOKAČ, B., TIŠLJAR, J. & VELIĆ, I., (1978): A model of biostratigraphic subdivision and an interpretation of depositional environments in the Lower Cretaceous carbonate sediments of Biokovo Mountain (South Croatia). – Zbornik radova – IX Kongres geologa Jugoslavije: 226–233.

TIŠLJAR, J., (1979): Tidal flat, lagoonal and shallow marine carbonate sediments in the Uper Jurassic and Cretaceous of Istria (Yugoslavia). – Acta Geologica, IX/5, Book **42:** 159–194.

— — (1980): Fenestral and vadose early-diagenetic fabrics of the Tithonian and Berriasian peritidal limestones near Dubrovnik (Yugoslavia). (In Croatian). Carsus Iugoslaviae, **10,** (3): 77–86.

— — Coated grains facies in the Lower Cretaceous of the Outer Dinarides. – In: T. PERYT (ed.): Coated Grains. – Springer, Berlin-Heidelberg-New York (im Druck).

VELIĆ, I. & SOKAČ, B., (1978): Biostratigraphic analysis of the Jurassic and Lower Cretaceous in wider region of Ogulin, Central Croatia. – Geol. vjesnik, **30,** (1): 309–337.

— — & TIŠLJAR, J. & SOKAČ, B., (1979): Stratigraphy and depositional environments of the Lower Cretaceous in the Karst region of the Outer Dinarides (Yugoslavia). – Geobios, Mem. spec., **3:** 245–252.

Zitteliana	10	207–244	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Plattentektonik, Fazies- und Subsidenzgeschichte des basko-kantabrischen Kontinentalrandes während Kreide und Alttertiär[1])

Von

JOST WIEDMANN, JOACHIM REITNER, THEODOR ENGESER & WOLFGANG SCHWENTKE*)

Mit 18 Abbildungen und 1 Tabelle

KURZFASSUNG

Im Gegensatz zur Entwicklung des Nordatlantik folgt im Biskaya-Raum auf ein frühes Rift-Stadium in Permotrias und Lias (Redbeds und alkaliner Magmatismus, Evaporit- und ?Schwarzschiefer-Phase) zunächst ein Ruhestadium, das durch geringmächtige epikontinentale Jura-Entwicklung charakterisiert ist. Dafür vollziehen sich die folgenden Etappen der Graben- und Ozeanbildung beschleunigt ab oberstem Jura: 1. Delta-Phase („Wealden") an der Jura/Kreide-Grenze, Karbonatplattform-Phase (Urgon) in Apt und Unteralb, 2. Delta-Phase (Supra-Urgon) mit starker Faziesdiversität (Deltas, Inselplattformen, Turbidite, alkaliner Magmatismus) des Mittel- und Oberalb, Maximaltransgression oder Nivellierungsstadium mit pelagischer Fazies in Cenoman und Turon, 1. Regressions- und Kompressionsphase des Coniac-Campan mit ersten Regressionen, einem Maximum der Faziesdiversität, aber auch silikoklastischer Turbidit-Sedimentation in den Flyschtrögen und schließlich einer 2. Regressions- und Kompressionsphase (Maastricht-Eozän) mit ähnlichen Tendenzen, aber schließlich terminaler Heraushebung und Faltung an der Eozän/Oligozän-Grenze. Beide Regressionsphasen stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit Subduktion und schließlich Kollision am S' Biskaya-Rand und in den Pyrenäen. Das Maximum oberkretazischen alkalinen Magmatismus fällt mit der Transgressionsphase zusammen. Dieser phasenhafte Ablauf wird begleitet, kontrolliert oder überlagert von Spreading-Vorgängen in der Biskaya (Alb-Campan), einem globalen eustatischen Meeresspiegelanstieg (Cenoman/Turon) und Distensions- und schließlich Kompressionsphasen mit jeweils stark ausgeprägtem Salzdiapirismus. Dieser Diapirismus kann die Subsidenztendenzen in Einzeltrögen abwandeln.

Die vorliegende Untersuchung möchte an Hand eines detailliert untersuchten Kontinentalrandes die Regelhaftigkeit von Subsidenzprozessen darstellen, aber auch gleichzeitig die Interaktionen regionaler Prozesse herausarbeiten, wobei auch der Zeitfaktor eine interessante Rolle spielt, um so nicht zuletzt auch generelle Krustenprozesse besser erfassen zu können, die sicher die beobachtete Regelhaftigkeit bedingen. Auf die besonders interessierende Frage der faunistisch/floristischen Respons auf diese Prozesse wird, soweit möglich, eine Antwort versucht.

Als Voraussetzung für diese Untersuchungen ist eine Diskussion der bisherigen plattentektonischen Modelle für die Biskaya-Öffnung erforderlich, denen ein abgewandeltes neues Modell gegenübergestellt wird.

ABSTRACT

In the Basco-Cantabrian region an early rifting stage in the Permo-Triassic and Liassic (with phases of red-bed sedimentation and alkaline magmatism, evaporites and black shales[?]) is followed by a non-tectonic phase during Jurassic time, which is characterized by an epicontinental development with reduced thicknesses. This stands in contrast to the development of the central North Atlantic, where rifting continues.

In the uppermost Jurassic of the Basco-Cantabrian region, subsidence is renewed by increasing distensive tectonics forming graben/horst structures and tilted blocks of the future margin. Now the following stages of facies development and subsidence are to be recognized: A first deltaic phase („Wealden") of Late Jurassic-Early Cretaceous age; an uniform carbonate-platform phase („Urgonian") during Ap-

[1]) Publ. Nr. 122 des Projektbereichs „Fossil-Vergesellschaftungen" im Sonderforschungsbereich 53 („Palökologie").

*) Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen 1.

tian-Lower Albian; a second deltaic phase („supra-Urgonian") with pronounced facies differenciation (deltas, island platforms, turbidites, alcaline magmatism) of Middle-Upper Albian time; a phase of maximum transgression connected with uniform pelagic facies in the Cenomanian and Turonian (and the maximum of magmatism); a first regressive and compressive tectonic phase during Coniacian-Campanian time and with a maximum of facies diversity (prograding deltas, silicoclastic turbidites) and diapirism; and, finally, a second regressive phase with compressive tectonics (Maastrichtian-Eocene) leading to the final uplift at the Eocene/Oligocene boundary. Both regressive phases are closely related to subduction and collision along the southern Biscay shelf and in the Pyrenees. This multi-phased process is accompanied, controlled or superposed by spreading in the Biscay Ocean (Albian-Campanian), by global eustatic sea level increase (Cenomanian-Turonian) and pronounced salt diapirism. In some basins diapirism clearly modifies the general course of subsidence.

The present paper tries to demonstrate the patterness of subsidence processes, based on the well studied southern Biscay margin. Furthermore, the interactions of regional local noise are to be stressed, the important factor of time is especially considered, in order to obtain a better understanding of general crustal processes leading to the observed patterness. Questions concerning faunal and floral response to these processes are discussed as far as possible. Moreover, these investigations are based on a modified new plate tectonic model for the Biscay Ocean, the Pyrenees and the Iberian Plate.

DANK

Die Autoren danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft für eine großzügige Unterstützung dieser Untersuchungen im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 53 „Palökologie". Sie danken Prof. W. Frisch für wertvolle Diskussionen und Dipl.-Geol. H. D. Bergner für zeichnerische Hilfe.

INHALT

1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Die bisherigen Bemühungen um eine vergleichende Subsidenzgeschichte an passiven Kontinentalrändern (Wiedmann et al. 1978, 1982b, Jansa & Wiedmann 1982; Wiedmann 1982a, 1982b) bestätigen nicht nur das Vorliegen der beobachteten Phasenhaftigkeit dieses Prozesses, sondern gleichzeitig auch eine weitgehende Unabhängigkeit vom Zeitfaktor. Während die ausgeschiedenen Sedimentations- und Subsidenzphasen des Rifting und Spreading im Nordatlantik, z. B. am marokkanischen Kontinentalrand zumindest das gesamte Mesozoikum in Anspruch nehmen, sind sie an den Rändern des wesentlich jüngeren Südatlantik im wesentlichen auf die Kreide beschränkt.

Im vorliegenden Beitrag konzentriert sich unser Interesse auf den Biskaya-Südrand, also auf ein Randmeer des Nordatlantik, dessen Entwicklung in ihrem zeitlichen Ablauf deutlich von der des Nordatlantik unterschieden ist. Zwar setzt auch hier das frühe Rifting mit den für dieses Stadium kennzeichnenden Redbeds und alkalinem Vulkanismus zeitgleich mit dem zentralen Graben in der Permotrias ein, es folgt auch noch synchron das für die Entwicklung der Schelfe wichtige Evaporit-Stadium des späten Rifting in Obertrias und Lias, dann aber weicht die Entwicklung beider Gebiete deutlich voneinander ab. Während im zentralen Nordatlantik Oberlias und Dogger gekennzeichnet sind durch ein 1. Delta-Stadium, frühe Riff-Sedimentation und einsetzendes Spreading und während die gleichfalls signifikante Karbonatplattform-Phase die Entwicklung im Oberen Jura kennzeichnet, stagniert statt dessen die Evolution der Biskaya während des ge-

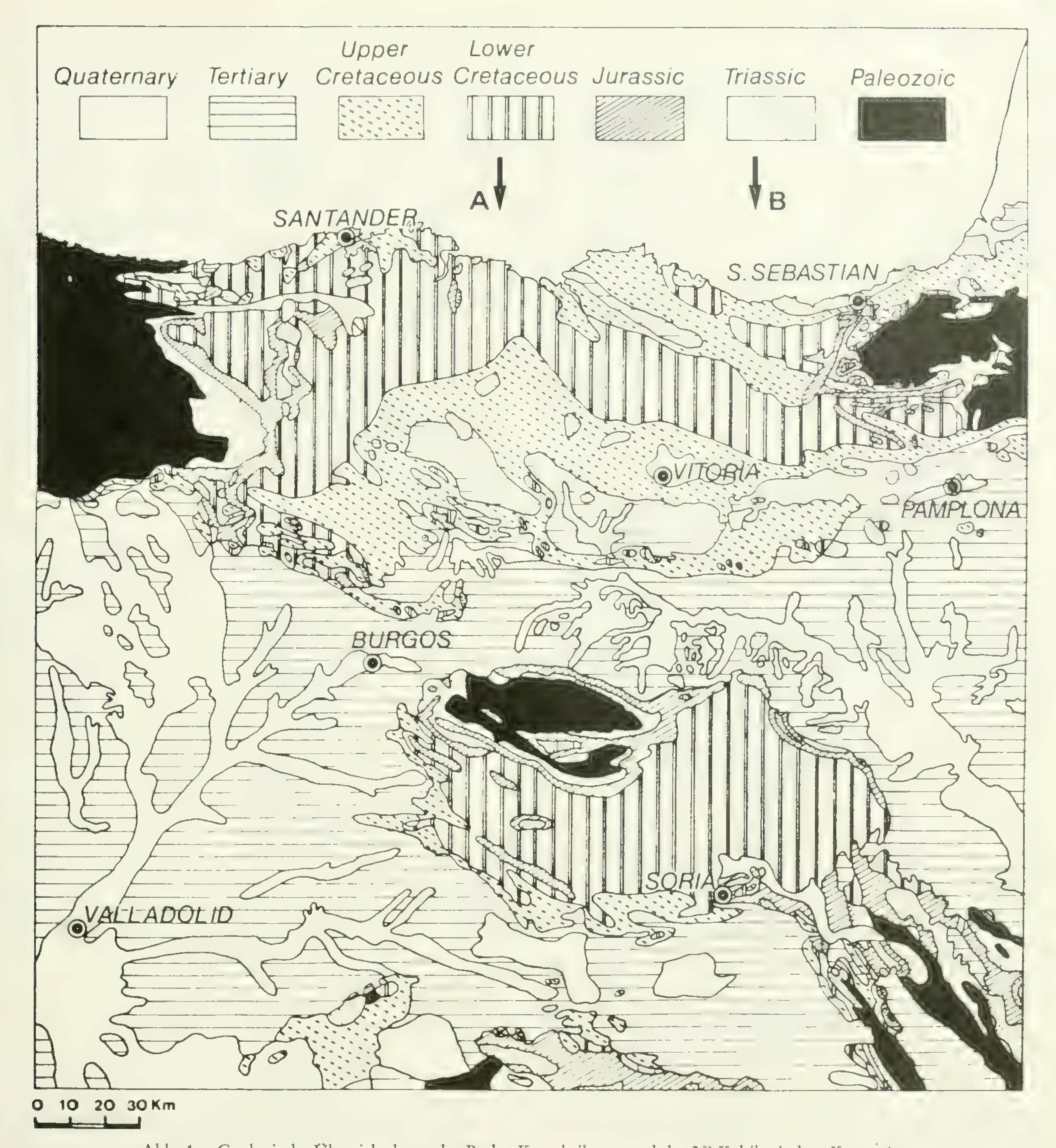


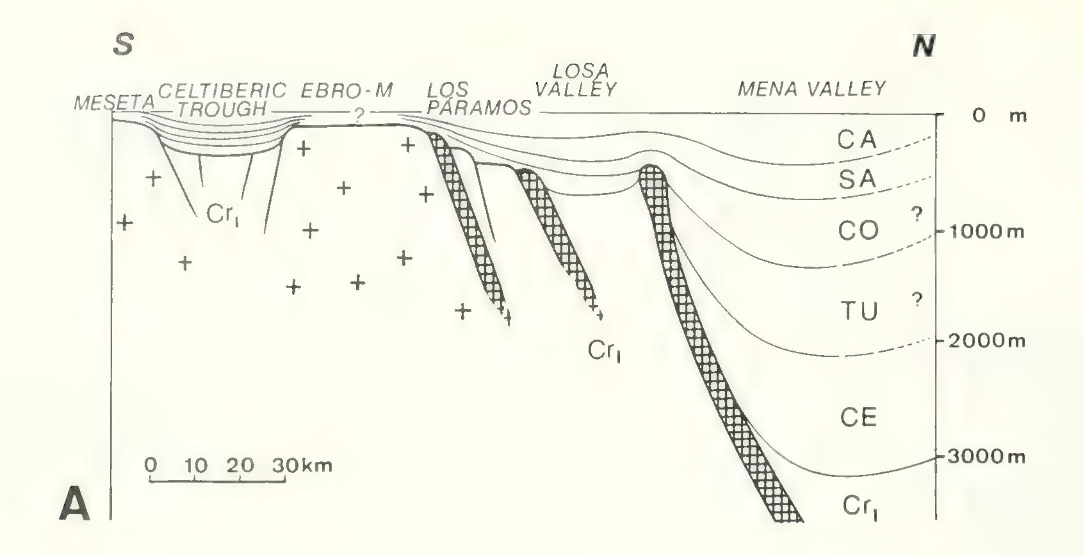
Abb. 1. Geologische Übersichtskarte des Basko-Kantabrikums und der N' Keltiberischen Ketten (aus WIEDMANN 1980).

samten Jura. Flachmarine, epikontinentale Sedimente charakterisieren Oberlias und Dogger in diesem Bereich, aus dem sich das Meer im Oberen Jura weitgehend zurückzieht.

„Jungkimmerische" Distensionstektonik, beginnende Salzbewegung und verstärkter terrigener Input kennzeichnen die Entwicklung der nordatlantischen Schelfe (JANSA & WIEDMANN 1982) im Grenzbereich Jura/Kreide und führen zur Beendigung einer 2. terminalen Riff-Phase, wie ausgedehnter Karbonat-Sedimentation überhaupt. Zu diesem Zeitpunkt vollzieht sich in der Biskaya die Entwicklung eines Aulakogens, zunächst mit verstärkter Subsidenz im nördlichen Parentis-Becken.

Währenddessen verursachen die gleichen Bewegungen auch am Südrand ein Kippschollen-Mosaik, das sich in der späteren Becken- und Schwellengliederung der Küstenketten immer wieder durchpaust und das zunächst den Sockel für eine mächtige kontinentale, limnische bis brackische terrigene „Wealden"-Sedimentation bildet.

An diese 1. Delta-Phase schließt sich bereits im Zeitraum Apt/Unteralb die Karbonatplattform-Phase des Urgon an, die sich nur lokal noch in höheres Alb fortsetzt: „Austrische" Distensionstektonik im Grenzbereich Alb/Cenoman beendet schließlich die terminale Riff-Phase auf Kippschollen-Hochs (REITNER 1982) und führt gleichzeitig zu einem ersten deutlichen Salinaraufstieg.



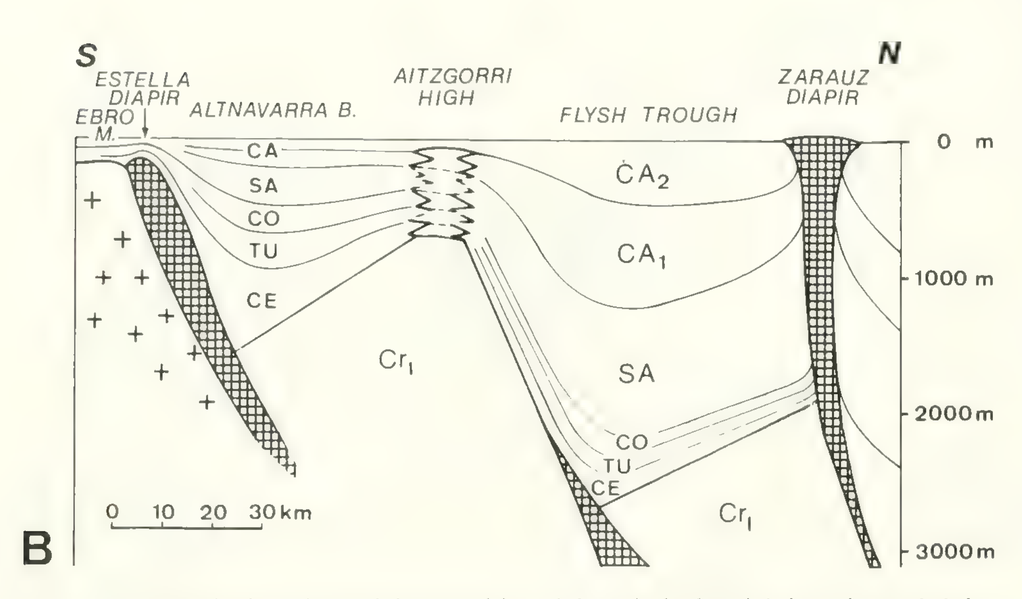


Abb. 2. Querprofile durch das westliche (A) und das östliche (B) basko-kantabrische Becken zur Zeit der Kreide/Tertiär-Grenze. Profillage A, B, s. Abb. 1. Raster: Salz; Cr_1: Unterkreide.

Die 2. Delta-Phase mit ihren mächtigen terrigenen Schüttungen hat auf dem nunmehrigen Biskaya-Südschelf ein Alb-Alter. Mit im Alb gleichfalls einsetzendem Spreading, alkalinem Magmatismus und vor allem mit der nächstfolgenden Phase der Haupttransgression und Faziesnivellierung bzw. -pelagisierung ist bereits im Cenoman der Anschluß an die Entwicklung des zentralen Nordatlantik wiederhergestellt. Die nun folgenden Stadien, gekennzeichnet durch Regressionen, verstärkten Diapirismus, einsetzende Kompressionstektonik, Faziesdiversität bis hin zur endgültigen Heraushebung der Küstenketten durchlaufen beide Bereiche gemeinsam. Auch hier haben wieder überregionale tektonische Events („subherzynische" oder „gosavische", „laramische" und schließlich „pyrenäische" Bewegungen) einen zumindest korrelativen Charakter.

Doch nicht nur im geschilderten heterochronen Verlauf seiner Subsidenzphasen unterscheidet sich der Biskaya-Trog vom Nordatlantik. Ein gewichtiger weiterer Gegensatz besteht in der wenigstens vorübergehenden Entwicklung einer Subduktionszone am Biskaya-Südrand im Grenzbereich Kreide/Tertiär. Hiermit und mit seiner Fortsetzung in das Pyrenäen-Orogen stellt der Biskaya-Südrand mit den Basko-kantabrischen Küstenketten einen Übergang vom passiven zum aktiven Kontinentalrand dar. Diese Faktoren, aber auch die Faziesvielfalt von Sedimenten des ehemaligen Kontinents bis zur Flysch-Sedimentation am Kontinentalrand, bei guten Aufschlußverhältnissen und mit reicher Fossilführung machen die Beschäftigung gerade mit dem basko-kantabrischen Küstenbecken besonders reizvoll.

Hinzu kommt, daß die stratigraphische Kontrolle der untersuchten Schichtfolgen durch eine Vielzahl von Vorarbeiten gewährleistet ist (Wiedmann 1960, 1962a, 1962b, 1964, 1980a; Ramirez del Pozo 1971; Wiedmann & Kauffman 1978). So können wir uns in der vorliegenden Untersuchung darauf beschränken, die sedimentären Großzyklen der basko-kantabrischen Kreide-Entwicklung herauszustellen und

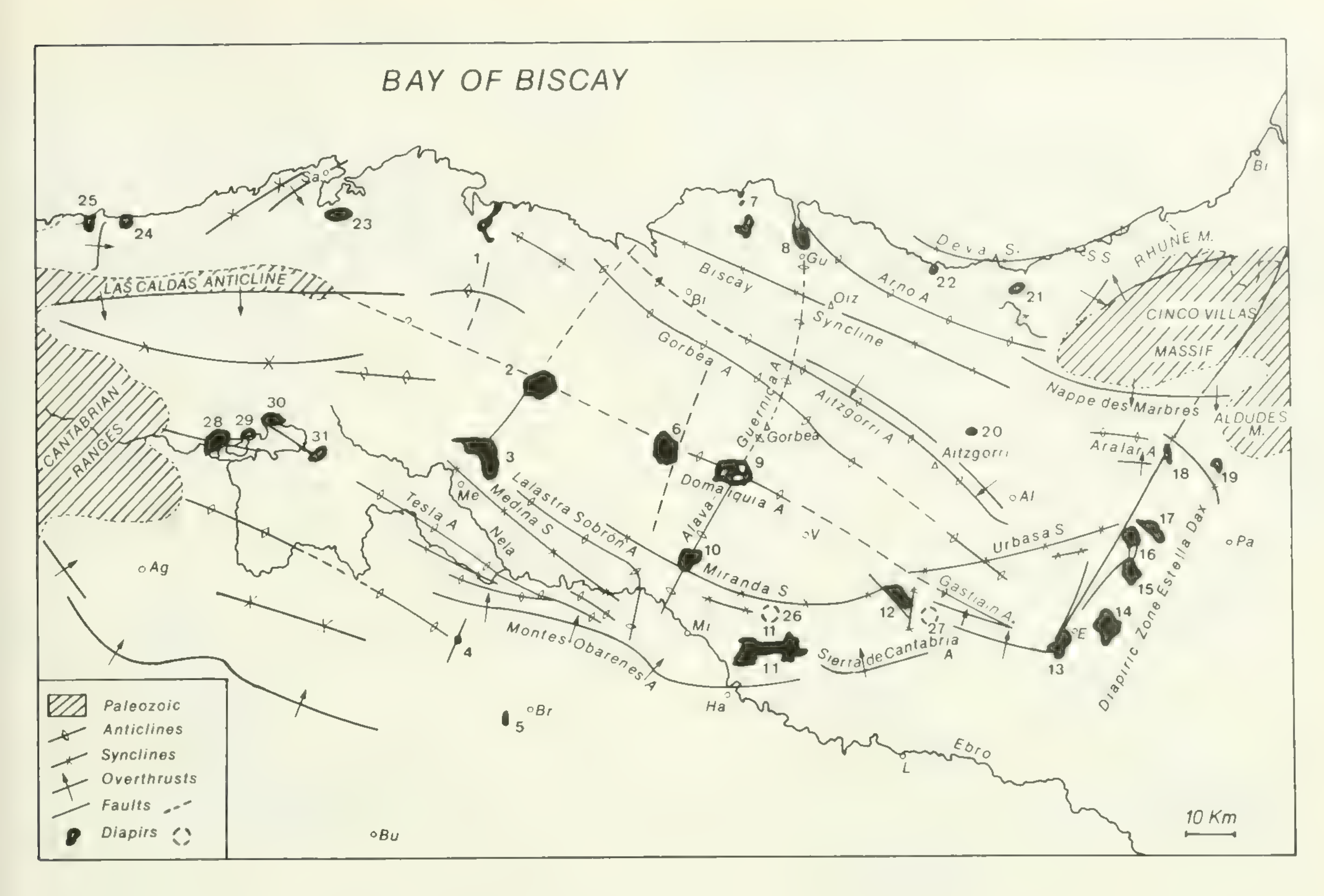


Abb. 3. Diapirismus und großtektonischer Bau der Basko-kantabrischen Ketten (nach WIEDMANN 1980a, GARCIA MONDEJAR 1982).

Diapire von

1. Ramales-Laredo
2. Villasana de Mena
3. Salinas de Rosío
4. Poza de la Sal
5. Salinillas de Bureba
6. Orduña
7. Baquio-Munguía
8. Guernica
9. Murguía
10. Salinas de Añana
11. Peñacerrada
12. Maestu
13. Estella
14. Alloz
15. Salinas de Oro
16. Ulzurrun
17. Atondo
18. Echalecu
19. Olagüe
20. Mutiloa
21. Zarauz
22. Motrico
23. Santander
24. Comillas
25. San Vicente de Barquera
26. Treviño
27. Santa Cruz de Campezo
28. Reinosa
29. La Costana
30. La Población
31. Cilleruelo de Bezana

zu charakterisieren und schließlich mit den postulierten Subsidenzphasen zu vergleichen.

Lage, geologischer Bau und tektonische Großgliederung des basko-kantabrischen Untersuchungsgebiets sind in Abb. 1 wiedergegeben. N-S-orientierte Querschnitte durch den W- und E-Teil dieses Gebiets sind – für das Ende der Kreide – aus Abb. 2 ablesbar. Im Gegensatz zu früheren Auffassungen (z. B. LOTZE 1955) werden Mächtigkeitsunterschiede und Salzdiapirismus hier mit der Kippschollen-Tektonik des Untergrunds in Verbindung gebracht. Abb. 3 läßt den bestehenden Zusammenhang zwischen Diapirismus und Hauptstörungssystemen bzw. den wesentlichen tektonischen Achsen des Basko-Kantabrikums mühelos erkennen. In Abb. 4 schließlich sind die im folgenden verwandten Lokalnamen zusammengestellt.

Der Fragenkomplex der Subsidenzgeschichte am Biskaya-Rand ist natürlich aufs engste verknüpft mit den Problemen der Geometrie des sich bildenden Biskaya-Ozeans und der Geodynamik der Iberischen Platte. Da diese Probleme noch immer kontrovers diskutiert werden, ist es sinnvoll, vorab die eigene Position zu präzisieren.

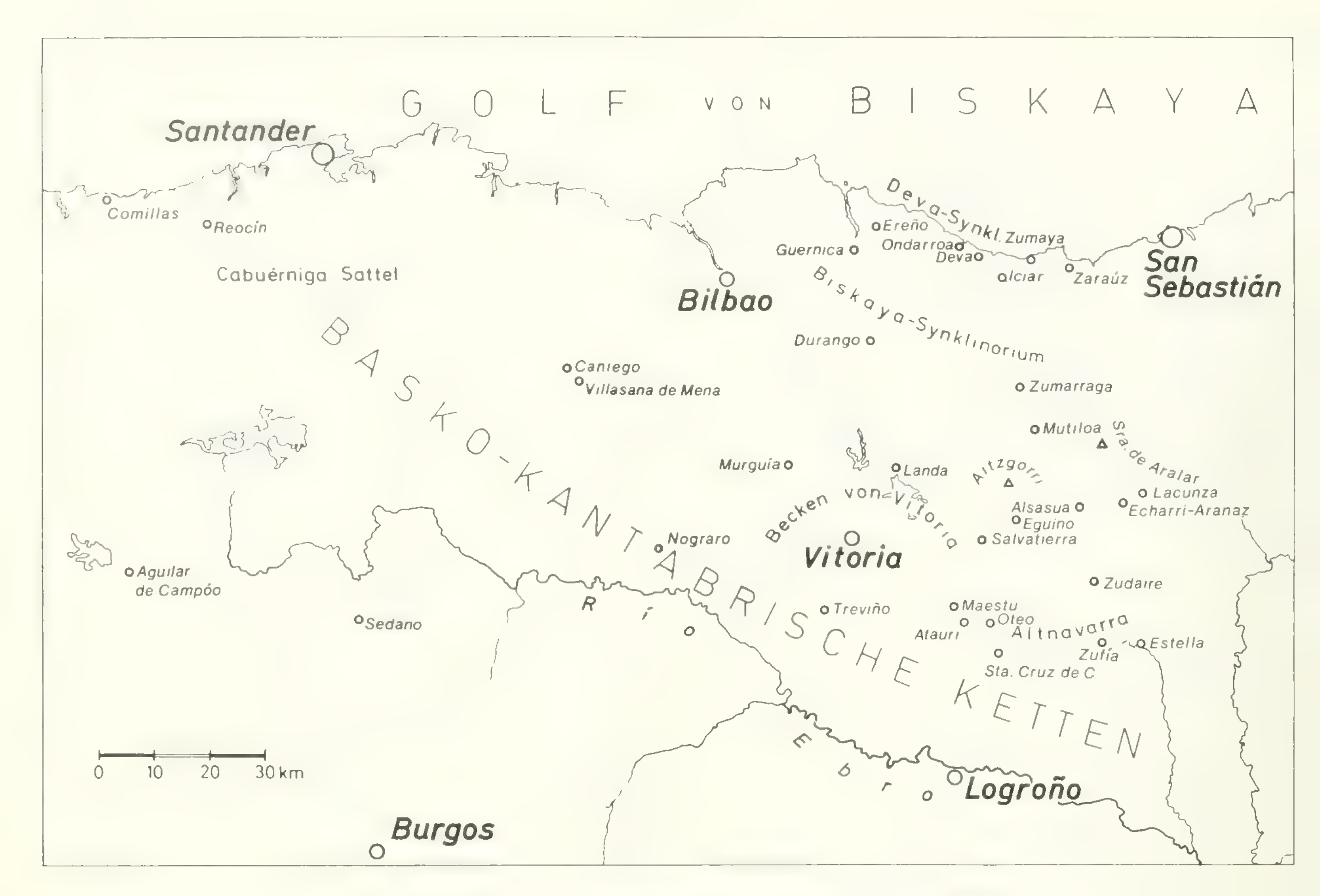


Abb. 4. Orientierungsskizze der benutzten Lokalitätsnamen.

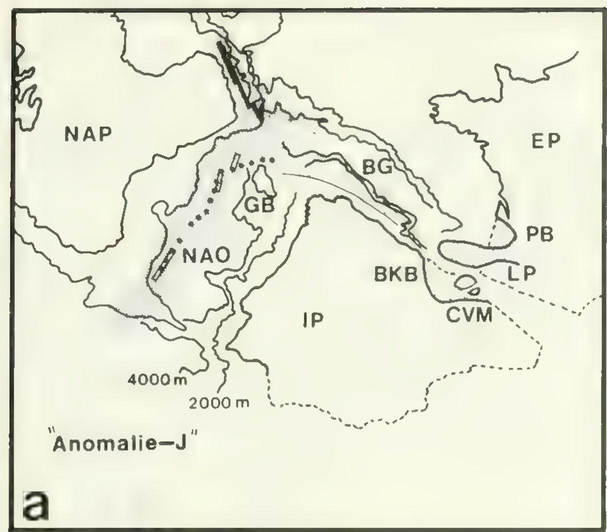
2. GEODYNAMIK DER IBERISCHEN PLATTE WÄHREND KREIDE UND ALTTERTIÄR

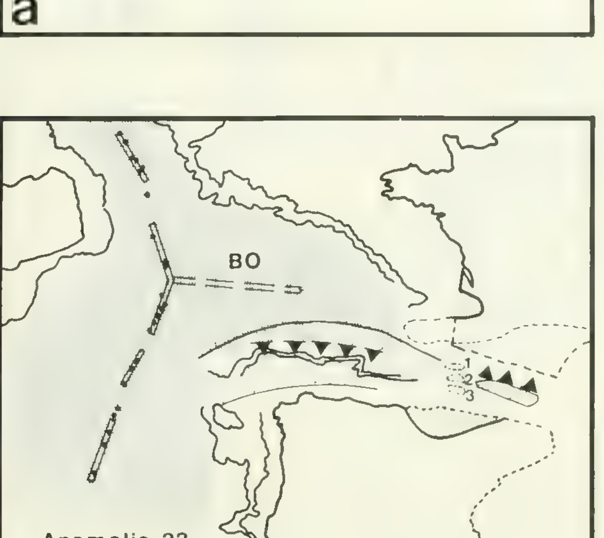
2.1 BISHERIGE ARBEITEN

Grundsätzlich ergeben sich zwei Möglichkeiten, die Paläolage der Iberischen Platte zu bestimmen und hieraus Anhaltspunkte für die Bildungsgeschichte des Biskaya-Ozeans zu gewinnen, nämlich über den „Continental Fit" oder über den Fit der Magnetanomalien. Beide Wege wurden eingeschlagen und führten zu unterschiedlichen Ergebnissen, die bis in die Gegenwart kontrovers erörtert werden. Carey (1958), LePichon et al. (1971), Montadert & Winnock (1971), Choukroune et al. (1973), Williams (1975), Choukroune (1976), Ries (1978) und Frisch (1979) benutzten – als Exponenten des Continental Fit – unterschiedliche Isobathen-Linien für ihre Rekonstruktionen. Allerdings hält sich die Grenze kontinentaler Kruste fast nie an bestimmte Isobathen und variiert außerdem von Ozean zu Ozean. Auch lassen diese Modelle keine Lösungen für die komplizierte Entstehungsgeschichte der Pyrenäen erkennen, und schließlich haben Sedimentationsgeschichte und Tektonik bei der Mehrzahl dieser Rekonstruktionen nicht ausreichend Berücksichtigung gefunden. Auf eine ausführliche Diskussion dieser Vorstellungen wird daher hier verzichtet.

Demgegenüber wurden neue Vorstellungen von Kristoffersen (1978) entwickelt und der Fit der Magnetanomalien zur Rekonstruktion der Paläolage der Iberischen Platte benutzt. Ein ähnliches Modell wurde 1979 von Sibuet & Ryan vorgelegt. Während diese beiden Modelle im Detail noch zahlreiche Unschärfen aufweisen – z. B. im Bereich der Pyrenäen –, stellen die jüngeren Modelle von Boillot (1981) und Grimaud et al. (1982) eine wesentliche Weiterentwicklung dar, an die hier unmittelbar angeknüpft werden kann. Da allerdings die Position der Iberischen Platte zur Zeit der „J-Anomalie" (Sibuet & Ryan 1979) bei Boillot unberücksichtigt blieb, wird auch auf diese älteren Auffassungen im folgenden einzugehen sein.

Schon hier ist allerdings anzumerken, daß ein wesentlicher Unschärfefaktor beim Magnetanomalien-Fit in der Möglichkeit liegt, in gewissen Grenzen Verschiebungen parallel zu den Magnetanomalien vorzunehmen. Dies ist der Grund für die Rekonstruktion verschiedener Paläolagen trotz Berücksichtigung gleicher Magnetanomalien.





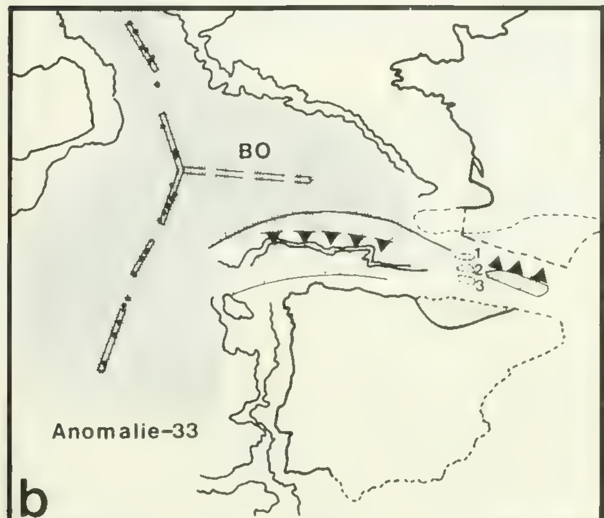


Abb. 5. Drei signifikante Entwicklungsstadien des Biskaya-Ozeans.

a) Vermutete ,,Prä-Drift" Position, ,,Anomalie-J" = Randanomalie von kontinentaler zu ozeanischer Kruste
b) Paläoposition zur Zeit von A-33 mit ersten Kompressionsereignissen
c) Subduktion und Kollision zur Zeit von A-17
(Verändert nach Boillot [1981] und Grimaud et al. [1982]).

NAP: Nord-Amerikanische Platte, EP: Europäische Platte, IP: Iberische Platte, PB: Parentis-Becken, LP: Landes-Plateau, CVM: Cinco Villas-Massive (1: Rhune-Massiv, 2: Cinco Villas-Massiv, 3: Aldudes-Massiv), GB: Galicia-Bank, BO: Biskaya-Ozean, NAO: Nord-Atlantischer-Ozean, BG: Biskaya-Graben, BKB: Basko-kantabrisches Becken, LDB: Le Danois-Bank, ABH: Azoren-Biskaya-Hoch, PO: Pyrenäen-Ozean.

1 ozeanische Kruste
2 ergänzte ozeanische Kruste
3 ,,ausgezogener" Schelf der Iberischen Platte
4 palaeogeographische Ergänzung
  Parentis-Becken
  Landes-Plateau
  Basko-kantabrisches Becken
5 Subduktions- bzw. Kompressionszone
6 Magnetanomalien auf der Iberischen Platte
7 Magnetanomalien auf der Nordamerikanischen Platte
8 Magnetanomalien auf der Nordamerikanischen und Europäischen Platte

2.2 REKONSTRUKTION DER PALÄOLAGE DER IBERISCHEN PLATTE

Sibuet & Ryan (1979) haben als älteste ,,Magnetanomalie" entlang der W-Küste der Iberischen Platte und der E-Küste Neufundlands die sogen. ,,J-Anomalie" verwandt, für die ein Oberapt-Alter angenommen wurde. In Kristoffersen (1978), Montadert et al. (1979a, 1979b) und Naylor & Shannon (1982) ist diese jedoch – im E von Flemish Cap und Orphan Knoll bzw. im W von Porcupine Ridge und Goban Spur – als Ozean/Kontinent-Grenze interpretiert. Dieser Auffassung wird hier gefolgt, da sie durch DSDP-Bohrungen und seismische Profile hinreichend belegt ist (Abb. 5a). Außerdem wird die gleiche Interpretation auch auf die ,,J-Anomalie" vor Spanien und Neufundland übertragen. Damit aber fällt der Zeitpunkt der Trennung der Lithosphärenplatten in die lange Normalperiode der ,,Mid-Cretaceous Magnetic Quiet Zone" (A-34, Unterapt-Obersanton, korrigiertes Alter n. Krumsiek 1982), so daß zur Ermittlung des Spreading-Beginns zwischen Neufundland und Iberischer Halbinsel fazielle Kriterien herangezogen werden müssen. Es kann damit gerechnet werden, daß sich diese Trennung auch auf den Schelfen und ihren Liefergebieten tektono-faziell bemerkbar machte. Ein entsprechend deutlicher sedimentärer Umbruch ist auf den Grand Banks vor Neufundland etwa im Mittelapt erkennbar (Naylor & Shannon 1982), womit sich also ein etwas jüngeres Alter für den Spreading-Beginn ergeben würde. Für diesen Zeitpunkt (Abb. 5a) wird hier eine Paläolage der Iberischen Platte mit der Galicia-Bank im SW von Flemish Cap angenommen. Diese Lage weicht von der von Sibuet & Ryan (1979) postulierten weiter N' Paläolage der Iberischen Platte ab, die den für die Pyrenäen erforderlichen Raum unberücksichtigt läßt. Dies ist von Bedeutung, da die Kruste in den Pyrenäen stark komprimiert ist.

Die Position der Europäischen Platte relativ zur Amerikanischen und Iberischen Platte wird durch die Charlie-Gibbs-Fault im N und die Kontinent/Ozean-Grenze (,,Randanomalie") vor der Goban Spur und Flemish Cap festgelegt. Die entstehende Lücke zwischen Europäischer

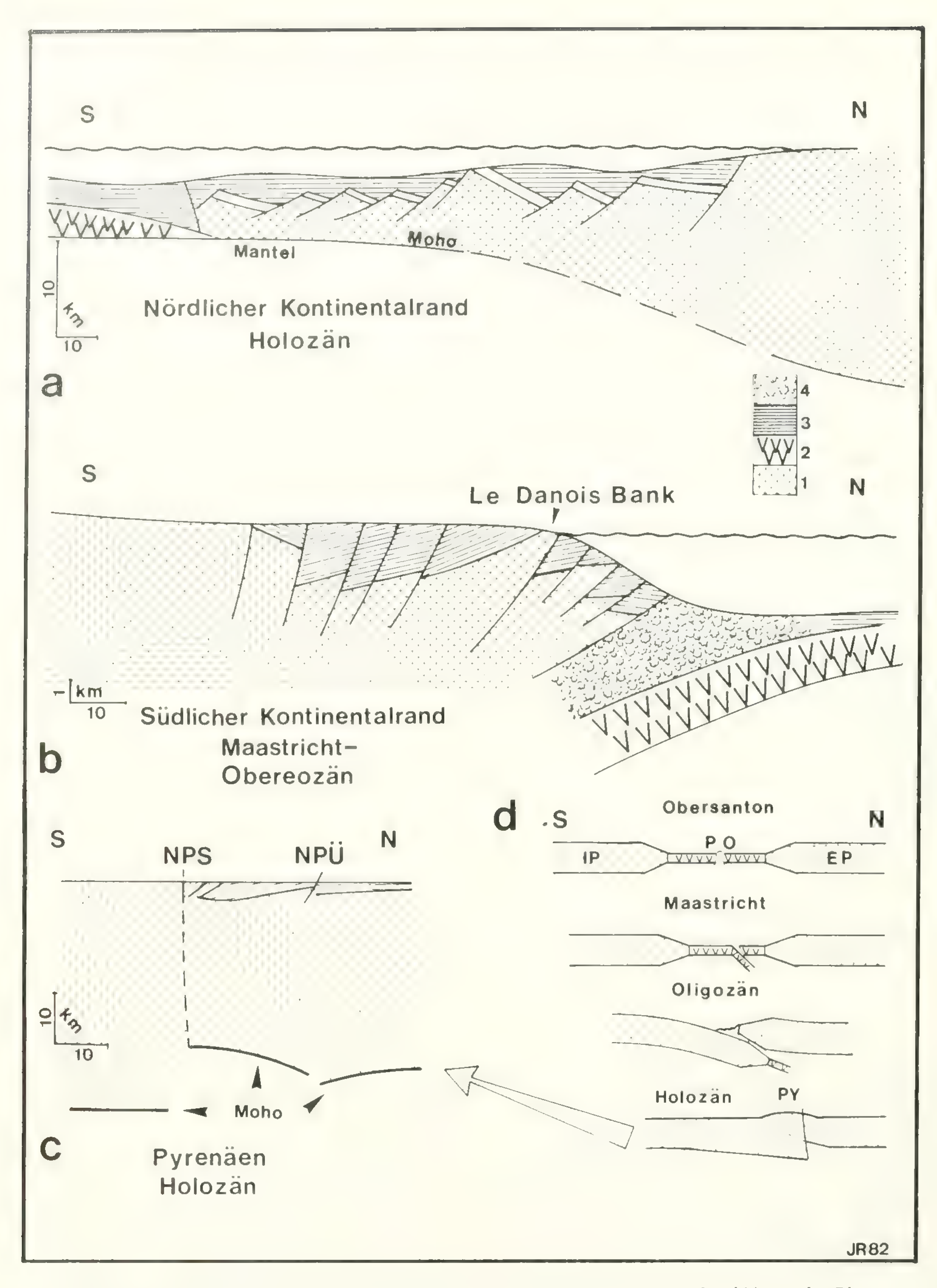


Abb. 6. Kontinentalrandtypen, Krustenstruktur und Subduktion. Kontinentalrand-Typen des Biskaya-Ozeans (a, b)
Krustenstruktur im zentralen Pyrenäenbereich (c)
Subduktions- und Kollisionsschema im Pyrenäenbereich (d)
(a. verändert nach MONTADERT et al. [1979a]
b. verändert nach BOILLOT et al. [1979]
c. verändert nach DAIGNIERES et al. [1981]).
NPS: Nord-Pyrenäen-Störung, NPÜ: Nord-Pyrenäen-Überschiebung, IP: Iberische Platte, EP: Europäische Platte, PY: Pyrenäen. PO: Pyrenäen-Ozean.
1 kontinentale Kruste
2 ozeanische Kruste
3 Sedimente
4 Akkretionskeil

und Iberischer Platte kann im NW durch die Entzerrung des heute stark komprimierten Schelfs geschlossen werden.

Für die endgültige Trennung der Lithosphärenplatten und die Produktion ozeanischer Kruste in der Biskaya gibt es ebenfalls keine direkten Hinweise durch Magnetanomalien. Auch sie fällt in die Quiet Zone der Anomalie 34. Ein Umbruch der Sedimentation ist aber auch hier etwa im Mittelalb erkennbar. Im Bereich der Kippschollen und Halbgräben der Kontinentalränder kommt es zu einer raschen Zunahme der Subsidenz (s. u., Abb. 17) und zu erstem Diapirismus. Heraushebung des Hinterlandes führt gleichzeitig zum Progradieren mächtiger Delta-Systeme und damit ebenfalls zur Beendigung der Karbonatplattform-Entwicklung des Urgo-Apt (s. str.). In den französischen West- und Zentralpyrenäen wird „Wildflysch" sedimentiert bei gleichzeitiger In- und Extrusion alkaliner Magmen.

Aus diesen Beobachtungen wird hier der Spreading-Beginn des E' Biskaya-Ozeans in den Zeitraum Mittel/Oberalb gelegt. Eine ähnliche Datierung wurde bereits von Ries (1978) vorgenommen, während Montadert et al. (1979a, 1979b) für den W' Teil des Biskaya-Ozeans zu einem Oberapt/Unteralb-Alter gelangten. Demgegenüber besteht größere Übereinstimmung bei den bisherigen Versuchen, das Spreading-Ende im Biskaya-Ozean zu datieren. So besteht Übereinstimmung darüber, daß lediglich Anomalie-34 (reversed) in die Biskaya hineinreicht. Für sie wird ein untercampanes Alter angenommen (Alvarez et al. 1978). Da allerdings zwischen den beiden Anomalien noch ein Streifen ozeanischer Kruste liegt, ist das Spreading-Ende mit post-A-34 (reversed) und prä-A-33 (reversed) zu parallelisieren. Dies ergibt etwa Unteres Obercampan. Dieses Alter stimmt wiederum mit den Sedimentationsverhältnissen am Südschelf gut überein. Hier herrschen seit dem Mittelcenoman pelagische Verhältnisse vor, die sich ab Mittelcampan grundlegend ändern. Auf dem Nordschelf setzt die Sedimentation nach längerer Unterbrechung wieder ein.

Lage der Iberischen Platte und Öffnung der Biskaya zum Zeitpunkt der Anomalie-33 sind aus Abb. 5b ablesbar.

Mit zwei Kompressionsphasen schließt die Subsidenzgeschichte am Biskaya-Südrand weitgehend ab. Im Obercampan einsetzende grobklastische Schüttungen auf dem Südschelf können auf die erste kompressive Phase zurückgeführt werden (Boillot et al. 1979, Boillot 1981, Grimaud et al. 1982). Sie findet eine mögliche Entsprechung in einer weitverbreiteten Diskordanz zwischen Santon und Campan und teilweisem Fehlen des Untercampan in den Pyrenäen (Ricateau & Villemin 1973). Auch hier kommt es in der Folge zur Sedimentation grobsandiger Turbidite, zur Brekzienbildung und zu verstärktem Diapirismus. Als Ursache kann beginnende Subduktion am Biskaya-Südrand und in den Pyrenäen angenommen werden.

Der Zeitpunkt der folgenden Kollision und des Endes der Subduktion ist durch Magnetanomalien im Nordatlantik relativ exakt datierbar. Im Azoren-Biskaya-Rücken wurden alle Anomalien bis zu A-18 von einer zweiten jüngeren kompressiven Tektonik erfaßt (Grimaud et al. 1982). Dies entspricht etwa Mittlerem Eozän und ist mit einem erneuten sedimentären Umbruch in der Biskaya, den Pyrenäen und den jeweiligen Randgebieten parallelisierbar.

Abb. 5c gibt die Paläogeographie zur Zeit von A-17 in entsprechend korrigierter Form wieder.

2.3 PROBLEME DER SUBDUKTION

Nach den von Boillot et al. (1979) und Daignieres et al. (1981) publizierten seismischen Profilen muß in den Pyrenäen und am Biskaya-Südrand ab Obercampan mit Subduktionserscheinungen gerechnet werden. Für die Biskaya kann ein S-Einfallen der Subduktionsfläche ohne Schwierigkeit rekonstruiert werden (Boillot et al. 1979; hier Abb. 6b). Daß sich die gleiche Einfallsrichtung der Subduktionsfläche in die Pyrenäen hinein fortsetzt (Grimaud et al. 1982), ist allerdings nach den seismischen Profilen von Daignieres et al. (1981) unwahrscheinlich.

Die Krustendicke südlich der Nordpyrenäen-Störung (= Iberische Platte) ist mit 40–50 km Dicke erheblich mächtiger als die Kruste nördlich dieser Störung mit etwa 25–30 km Dicke (= Europäische Platte). Dieser Sprung in der Moho (Abb. 6c, 6d) ist auf obduzierte kontinentale Kruste bei einer Kontinent/Kontinent-Kollision zurückzuführen. Die zugrundeliegende Subduktionsfläche kann dabei nur nach N eingefallen sein (vgl. Giese & Reuther 1978: 584; hier Abb. 6d). Diese unterschiedliche Einfallsrichtung erklärt nun auch die riesigen Gleitdecken und den weiten Transport in den Südpyrenäen gegenüber relativ geringen Überschiebungsweiten im Bereich der Nordpyrenäen. Aufgrund des unterschiedlichen Einfallens der Subduktionsflächen in Biskaya und Pyrenäen muß ein Sprung („Flip") der Einfallsrichtungen im Bereich des Cinco-Villas-Massivs (Abb. 5c) angenommen werden. Unterstützt wird diese Annahme durch anomale Krustengeschwindigkeiten (6,4–6,7 gegenüber 6,2–6,3), ein deutliches Schwere-Hoch (Daignieres et al. 1981) und einen Sprung in der Moho der Cinco-Villas-Mikroplatte auf Werte von 25–30 km (gegenüber 40–50 km in den zentralen Pyrenäen). In Aufschlüssen äußert sich das Schwere-Hoch durch an Störungsflächen hochgepreßte Ultrabasite (Lherzolite und Harzburgite), die oberem Mantelmaterial entsprechen.

Ein ungefährer Wert für die Breite subduzierter ozeanischer Kruste des Biskaya-Ozeans ergibt sich aus ihrer Asymmetrie. So ist der südlich des Rückens gelegene Teil um etwa 130 km kürzer als der nördliche Teil. Der anschließende Schelf der Iberischen Platte ist durch Kompression um etwa die Hälfte verkürzt, verglichen mit dem am Biskaya-Nordrand (Abb. 6a) noch erhaltenen, durch Kippschollen ausgedünnten Schelf. Daß diese Werte bei der Rekonstruktion der Paläo-Lage der Iberischen Platte zur Zeit der maximalen Ausdehnung des Biskaya-Ozeans zu berücksichtigen sind (Abb. 5), wurde bei den bisherigen Biskaya-Modellen nicht beachtet.

3. SEDIMENTATIONS- UND SUBSIDENZPHASEN

Die kretazische Subsidenzgeschichte des Biskaya-Südschelfs spiegelt sich besonders deutlich in vier sedimentären Megasequenzen wider. Diese bieten sich damit für die Beschreibung dieses Prozesses an. Aus der folgenden Zusammenstellung ergibt sich die stratigraphische Reichweite dieser Sequenzen:

4. Megasequenz: Maastricht – Eozän
3. Megasequenz: Coniac – Campan
2. Megasequenz: Mittelalb – Turon
1. Megasequenz: (Oxford-)Tithon – Unteralb.

Dabei wird deutlich, daß die Sequenzen eine recht unterschiedliche absolute Zeitdauer umfassen.

Bei der Beschreibung der Megasequenzen muß eine Beschränkung auf die Grundzüge der Lithologie und die signifikanten Faunen- und Florenelemente erfolgen. Die Mächtigkeitsangaben entsprechen Mittelwerten. Gleichzeitig wird versucht, die mikrofaziellen Grundtypen zur Darstellung zu bringen. Aus der Summe der vorliegenden faziellen und faunistisch/floristischen Daten wird schließlich versucht, das jeweilige Environment, insbesondere die Paläobathymetrie zu rekonstruieren.

3.1 MEGASEQUENZ 1, UNTERER TEIL = 1. DELTA-PHASE/,,WEALDEN"

(Abb. 7)

Der untere Teil der Megasequenz 1, in dem es zur Bildung einer Wealden-ähnlichen Sedimentation kommt, hat sowohl große regionale Verbreitung als auch die längste stratigraphische Reichweite. Diese umfaßt nicht nur Teile des höheren Jura, sondern fast die gesamte Unterkreide. Regional erstreckt sie sich über den Gesamtraum der Basko-kantabrischen Ketten hinweg bis in die N' Keltiberischen Ketten. Die Sedimentfolge wird aus drei, im N der Provinz Burgos sogar aus vier Einzelzyklen aufgebaut, die zunächst mit grobklastischen, meist fluviatilen Schüttungen beginnen, welche "Fining upward" zeigen und schließlich in limnische, brackische und teilweise sogar flachmarine Karbonate übergehen. Das Auflager der Einzelzyklen ist stets diskordant, ihre überregionale Korrelation nicht immer gewährleistet.

Einen wesentlichen Fortschritt in der Datierung und paläogeographischen Interpretation dieser ,,Wealden"-Megasequenz brachte die Bearbeitung der Ostrakoden und Charophyten durch Brenner (1976). Die in der vorliegenden Untersuchung herausgestellte ,,Wealden"-Entwicklung der südlichen Provinz Santander wurde in der Folge von Rat (1962), Ramirez del Pozo (1969) und Brenner (1972) vor allem von Pujalte (1981) eingehender untersucht. Im Bereich des variszischen Las Caldas-Sattels oder Cabuerniga-Rückens (Abb. 4) streichen hier ,,Wealden"-Sedimente flächenhaft aus und erreichen Mächtigkeiten von etwa 2000 m. Sie lassen sich nach Pujalte in drei Einzelzyklen gliedern, die dem Zeitraum Tithon-Barreme entsprechen dürften. Diesem Komplex ist jedoch weiter im S, im Raume Sedano-Aguilar de Campóo (Prov. Burgos) ein weiterer ,,Wealden"-Zyklus vorgeschaltet, der hier marinem Callov auflagert und Oxford-Kimmeridge-Alter besitzt (Brenner & Wiedmann 1975, Abb. 2). Auch er beginnt mit groben Konglomeratschüttungen, die in kreuzgeschichtete fluviatile Sande übergehen und schließlich von limnischen Kalken und Mergeln mit Ostrakoden überla-

Kalk
Riffkalk
Riffschutt
Kalkarenite
Dolomit
Konglomerat
Sandstein
Ton
Mergel (mit Sideritknollen)
klastische Turbidite
Kalkturbidite
Vulkanite
Pillow-Laven
Salze

Requienide Rudisten
Caprinide Rudisten
Radioliten
Korallen
Ammoniten
Gastropoden
Schwämme
Echiniden
Inoceramen
Ostrakoden
Orbitolinen
Orbitoide Großforaminiferen
Miliolide Großforaminiferen
Miliolide Foraminiferen
Planktonische Foraminiferen
Calcisphaeren

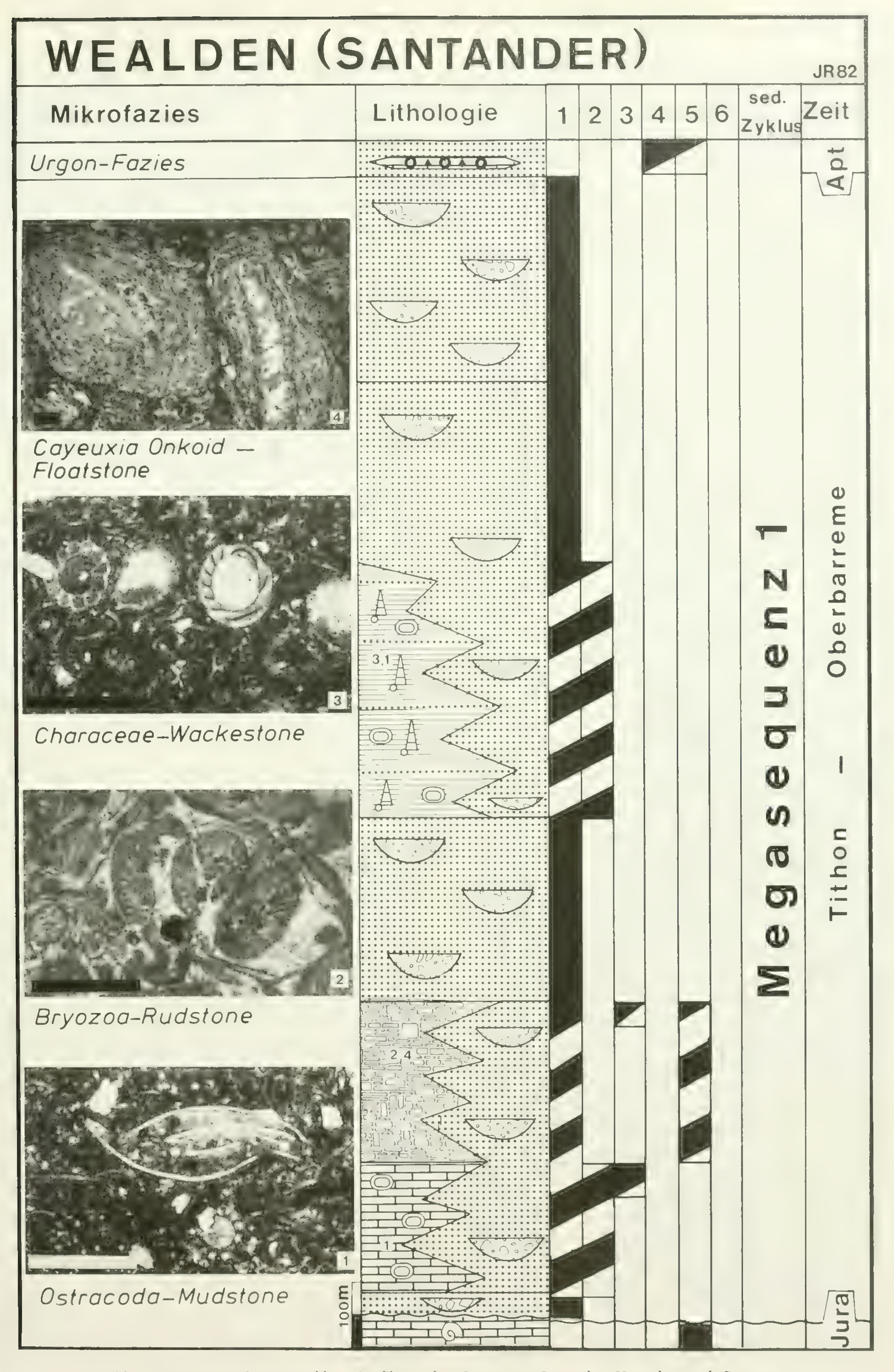


Abb. 7. Repräsentatives „Wealden"-Profil aus dem Raum von Santander (Verändert nach PUJALTE 1981).

1: fluviatil 3: brackisch 5: flaches Subtidal
2: lakustrin 4: intertidal 6: tiefes Subtidal

gert werden. Diese basale ,,Aguilar de Campóo-Formation" (BRENNER & WIEDMANN 1975) gelangte in einem frühen, NW-SE-streichenden Grabensystem zur Ablagerung, das gleichzeitig in Richtung der maximalen ,,Wealden"-Mächtigkeiten in den Keltiberischen Ketten weist (nach TISCHER 1967 mehr als 6000 m).

Im Bereich der südlichen Provinz Santander (Abb. 7) besitzt der 1. ,,Wealden"-Zyklus (,,Cabuerniga-Gruppe", PUJALTE 1981) bereits Tithon-Valangin-Alter (vgl. auch REITNER & WIEDMANN 1982: 65). Er entspricht damit bereits dem 2. Zyklus des Raumes Sedano und läßt damit ein Progradieren der Delta-Systeme nach N, also in Richtung auf die entstehende Biskaya erkennen.

Ebenfalls auf marinem Callov beginnt die Sedimentation der Cabuerniga-Gruppe zunächst mit einem alluvialen Zyklus, der aus groben Geröllen, kreuzgeschichteten Sandsteinen, Silten und Tonen aufgebaut ist. Die sedimentären Kleinzyklen dieser ,,Saja-Formation" (PUJALTE 1981) lassen "Fining upward"- und "Thinning upward"-Sequenzen erkennen und weisen – ebenso wie ,,low Sinuosity"-Schrägschichtungen – auf das Rinnensystem eines Inselflusses hin. In Stillwasserbereichen finden sich gehäuft Süßwasser-Ostrakoden *(Darwinula)* und Charophyten-Ooogonien. Als Alter dieser Folge kann Tithon vermutet werden.

Die vorwiegend fluviatile Saja-Formation wird von einem 2. Zyklus (,,Cabuerniga-Formation", PUJALTE 1981) abgelöst, der mit einem brackischen Ostrakoden-Mudstone einsetzt (Abb. 7.1). Diese Phase dürfte dem *Theriosynoecum fittoni*-Event (vgl. BRENNER & WIEDMANN 1975) entsprechen, der eine Datierung als Berrias und Parallelisierungen bis in die Keltiberischen Ketten hinein ermöglicht. Ihm folgen die Kalkarenite der vollmarinen ,,Bryozoen-Schichten", die neben Bryozoen-Rudstones (Abb. 7.2) vor allem auch Algenknollen-Kalke (Abb. 7.4) enthalten und damit neben stenohalinen Organismen auch brachyhaline Formengruppen enthalten (u. a. Ostreen, Serpuliden, Iberinen). Diese marine Ingression ist mit dem *Schuleridea*-Event im Raume Sedano korrelierbar (BRENNER & WIEDMANN 1975, Abb. 2) und in mariner Entwicklung bis in die Keltiberischen Ketten hinein nachweisbar (,,Talveila Formation", BRENNER & WIEDMANN 1975: 127). Dieser Event hat Valangin-Alter.

Im "Wealden" von Santander folgt hierauf ein 2. vollständiger Zyklus (,,Pas-Gruppe" p. p., PUJALTE 1981), wiederum zunächst mit einer fluviatilen Sequenz (,,Barcena-Formation"). Hier dürfte allerdings ein Mäander-Flußsystem vorgelegen haben, dessen Rinnensystem "high Sinuosity" zeigt. Es folgen wiederum limnische Serien mit reicher Gastropodenführung (,,*Viviparus*-Schichten") und mit Ostrakoden-Mudstones und Charophyten-Wackestones (Abb. 7.1 u. 7.3). Der obere Teil dieser ,,Vega de Pas-Formation" (PUJALTE 1981) wird schließlich vom "Wealden Rouge" (RAT 1963: 455) gebildet, einer Fan-Fazies, deren Rotfärbung auf einen Übergang zu ariderem Klima hindeuten soll. Es dominieren tonig-siltige Sedimente des Wattbereichs neben fluviatilen Sanden und Sandsteinen mit "high Sinuosity"-Rinnen. Dieser Zyklus dürfte etwa Hauterive-Alter entsprechen.

Die "Wealden"-Sedimentation wird abgeschlossen mit einem unvollständigen 3. Zyklus (,,Rio Yera-Formation", PUJALTE 1981) mit fluviatilen Sanden und Sandsteinen, die wieder die typischen "low Sinuosity"-Rinnensysteme eines Inselflusses aufweisen. Diese Serie läßt keine Rotfärbung mehr erkennen. Sie wird überlagert von intertidalen und rezifalen Sedimenten der folgenden Urgon-Fazies und dürfte damit etwa Barreme entsprechen.

Der hier behandelte tiefere Teil der Megasequenz 1, die sich ± kontinuierlich in die folgende Urgon-Fazies fortsetzt, entspricht damit gleichzeitig der ,,1. Delta-Phase" der Subsidenzgeschichte (WIEDMANN 1982a, 1982b). Das Fehlen einer jurassischen Vorgeschichte und die progradierende Verlagerung der einzelnen Delta-Systeme und damit auch Mächtigkeiten machen deutlich, daß für die Initialentwicklung des Biskaya-Kontinentalrandes "sedimentary Onload" (DIETZ 1952, BOTT 1980) nicht verantwortlich gemacht werden kann. Distensionstektonik und ein resultierendes Graben/Horst- bzw. Kippschollenrelief (z. B. Cabuerniga-Hoch) waren zweifellos vorgegeben und einzelne Horste auch bereits als Sedimentlieferanten erkennbar. Die charakteristische Zunahme terrigener Schüttungen wird durch resultierende Reliefversteilung ausreichend erklärt. Damit kann Mantel-Doming im Sinne der ,,Thermal Hypothesis" (SLEEP 1971) auch für die Bildung des Biskaya-Grabens angenommen werden.

Inwieweit der mit dem Doming verbundene Streß von der kontinentalen Kruste aufgenommen wird oder es zu einem ± weitgespannten Plate-Tilting kommen kann, bedarf weiterer Überlegungen und Untersuchungen. Immerhin ist bemerkenswert, daß der ersten zu beobachtenden Aufwölbung und Grabenbildung im Südatlantik während des höchsten Jura marine Transgressionen sowohl am ostafrikanischen Kontinentalrand als auch der Beginn des jungmesozoischen marinen Zyklus der Anden entspricht (WIEDMANN 1980b, 1982c). Entsprechendes ist an der Iberischen Platte zu beobachten, wo ebenfalls dem Riftstadium der Biskaya im N ein transgressives Peak der Entwicklung am prä/subbetischen Südrand entspricht (WIEDMANN 1965, ALLEMANN et al. 1975).

Eine Komplikation der Biskaya-Entwicklung stellt allerdings das Aulakogen-Stadium dar mit der Herausbildung des Parentis-Beckens im NE (WINNOCK 1971) und der Anlage eines weiteren Grabensystems im S des Landes-Hochs, dem basko-kantabrischen Becken.

Bemerkenswert ist auch die überregionale Häufung distensiver Tektonik im Grenzbereich Jura/Kreide, die damit an STILLES (1924) in anderem Sinne gebrauchte ,,jungkimmerische Phase" erinnert. Sie findet sich nicht nur in weiter Verbreitung an der Peripherie des Nordatlantik (JANSA & WIEDMANN 1982), sondern auch im zentralen Graben des Südatlantik (WIEDMANN 1980b), ebenso wie auch im Mediterran (WIEDMANN et al. 1982c). Ihre Auswirkungen sind dabei recht unterschiedlicher Art: beginnende Graben-Entwicklung in Biskaya und Südatlantik, Beendigung der Karbonatplattform-Entwicklung am marokkanischen Schelf (WIEDMANN et al. 1982c), beginnender Salzdiapirismus an den nordatlantischen Kontinentalrändern, aber auch in NW-Deutschland, Beendigung karbonatischer Beckensedimentation im Mediterran und eventuell auch flachmarine Transgressionen und andesitischer Magmatismus in den Anden (WIEDMANN 1980b, BRANDT et al. in Druckvorber.). Im Bereich des zentralen Biskaya-Rifts stellen sich mit dem Tithon bereits die ersten pelagischen Becken-Sedimente ein (Calpionellen-Fazies, DURAND DELGA et al. 1973), am entstehenden Südschelf werden die teilweise beträchtlichen Subsidenzraten von der terrigenen Sedimentation ± ausgeglichen. Diapirismus ist zu diesem Zeitpunkt im basko-kantabrischen Raum noch nicht erkennbar, an der Sedimentation im Schelfbereich daher auch nicht

beteiligt. Es kann jedoch vermutet werden, daß die Salzbewegung mit den jungkimmerischen Bewegungen auch hier in Gang gesetzt wurde.

Die Biota – insbesondere Mikrobiota – werden durch die für den Übergangsbereich kontinental/marin charakteristischen Organismengruppen ausgefüllt: Cyanophyceen, Charophyten, Ostrakoden, Serpuliden, Mollusken, Bryozoen. Sie sind naturgemäß auf die Bereiche der Mud-, Silt- und Karbonat-Sedimentation beschränkt, finden sich hier aber teilweise in überraschender Dichte, was die Bildung von Erdölmuttergesteinen begünstigt hat (z. B. Ölfeld von Ayoluengo bei Sedano, Prov. Burgos). Einschneidende Zäsuren der organischen Entwicklung sind weder an den Grenzen der Einzelzyklen, noch an der ,,Wealden"-Obergrenze erkennbar.

3.2 MEGASEQUENZ 1, OBERER TEIL = URGON-KARBONATPLATTFORM-PHASE (Abb. 8)

Im oberen Teil der Megasequenz 1 wird die bisherige ,,Wealden"-Sedimentation von weitaushaltenden Karbonatplattformen abgelöst. Diese karbonat-dominierte Urgon-Fazies ist jedoch auf den Nordteil der Basko-kantabrischen Ketten beschränkt, während im S und in den nördlichen Keltiberischen Ketten im entsprechenden Zeitraum (Apt-Unteralb) nicht sedimentiert wurde bzw. lokal geringmächtige Wealden-ähnliche Sedimentation anhielt. Die Urgon-Phase gehört zu den bestuntersuchten des Basko-Kantabrikums (RAT 1959, RAMIREZ DEL POZO 1971, PASCAL 1976, 1982, GARCIA MONDEJAR 1979, RAT & PASCAL 1979). Sie ist wiederum in drei Einzelzyklen gliederbar, die allerdings nicht überall vollständig entwickelt sind.

Das 1. Urgonstadium entspricht etwa Unterem Apt (Bedoul). Hier hält der feinklastische Sedimentationscharakter als wichtiger ökologischer Faktor zunächst noch an. Dies hat zur Folge, daß sich im Bereich der entstehenden Plattformen zunächst nur Organismen ansiedeln können, die keine besonderen Ansprüche an ihr Environment stellen. Es sind dies in erster Linie dickschalige Rudisten *(Monopleura, Toucasia:* Abb. 8.3), die Stillwasser-Bioherme bilden. Hervorragend aufgeschlossen findet sich dieser Faziestyp in den Steinbrüchen bei Ereño (Guernica, Prov. Biskaya). Daneben finden sich insbesondere Großforaminiferen *(Pal-, Praeorbitolina, Iraqia:* Abb. 8a), aber auch agglutinierende Kleinforaminiferen (Textulariiden, Ataxophragmiiden: *Sabaudia minuta,* Lituoliden: *Pseudocyclammina),* Dasycladaceen *(Salpingoporella, Cylindroporella:* Abb. 8.2) und Cyanophyceen mit verkalkenden Zellfäden *(Cayeuxia:* vgl. Abb. 7.4). Hermatype dendroide Korallen treten nur untergeordnet in Bankfazien an den Plattformrändern auf, meist vergesellschaftet mit Stromatoporen, krustosen Squamariaceen *(Ethelia alba),* Austern u. a. Ein solcher Plattformrand ist besonders gut am Westrand des Aitzgorri-Massivs entwickelt.

Ein weiteres Charakteristikum des 1. Urgonstadiums ist seine Fazieskonstanz. Die unterschiedlichen Mikrofazies-Typen (Abb. 8) finden sich in weiter Verbreitung, wobei hoch-energetische Fazien (Grainstones, Rudstones) weitgehend fehlen und Mikritfazien zusammen mit Bafflestones (Rudisten-Stillwasser-Bioherme) überwiegen. Neben den dargestellten Faziestypen wären noch Milioliden-Wacke- und Packstones und Dasycladaceen-Mudstones zu nennen.

Dieser Faziestyp hat seine größte regionale Verbreitung in den NW' Basko-kantabrischen Ketten (GARCIA MONDEJAR 1979). Die meist weitaushaltenden und zum Teil restriktiven Karbonatplattform-Lagunen gehen lateral in flachmarine Beckenfazies über, die zum Teil euxinischen Charakter besitzt. Hier handelt es sich um gebankte, stark tonige Mudstones mit gelegentlicher Ammonitenführung *(,,Parahoplites-*Schichten": *Deshayesites)* und Ostrakoden. Seine größte Ausdehnung und Mächtigkeit besitzt dieses erste Urgonstadium im Bereich der Biskaya-Synkline (Abb. 3), aus der Riffkarbonate nur als Ausnahme bekannt sind. Diese Ausnahme ist eine kleine Karbonatplattform bei Mutiloa im N des Aitzgorri-Massivs. Aus Reflexionsseismik und unveröff. Bohrdaten ergibt sich, daß es sich um eine Brachyantikline handelt, die im Kern Keupersalz enthält. Diese kleine Plattform liefert damit den frühesten Nachweis von Salzdiapirismus im basko-kantabrischen Raum.

Mit Ende des Unterapt kommt es zu verstärkter Dehnungstektonik, die zum Zerbrechen der Unterapt-Plattformen führt. Das Horst/Graben- und Kippschollen-Relief wird verstärkt, und es kommt erneut zu grobklastischen, zum Teil deltaischen Schüttungen (,,Landa-Sandstein") aus dem SW' Meseta-Festland. Dies ist der Beginn des 2. Urgonstadiums, das Mittlerem Apt (Gargas) entsprechen dürfte und das zunächst zu einer Verschüttung küstennaher Plattformen führt, aber auch zu Verkarstung, Dolomitisation und Sulfidvererzung (z. B. Reocín b. Santander) im Bereich der Kippschollen und Horste. Auf exponierten Horsten und Kippschollen kann es zur Bildung kleinerer Inselplattformen mit hermatypen Korallen-Framestones (Abb. 8.4) und zentralen Lagunen. Neben den bereits im Unterapt verbreiteten Vergesellschaftungen und Fazien ist vor allem die Riffkern-Fazies charakterisiert durch hermatype plattige Korallen: *Microsolena* u. a., krustose Corallinaceen: *Archaeolithothamnium,* Calcispongien und Chaetetiden. Bei den Großforaminiferen ist das Einsetzen von *Mesorbitolina* auffallend, bei den Rudisten das caprinuloider Formen *(Polyconites).* In den Zwischenriff-Bereichen bleibt die *,,Parahoplites"*-Fazies erhalten, allerdings nun mit ersten planktonischen Foraminiferen.

Die Plattformen des 2. Urgonstadiums sind vor allem im NE der Basko-kantabrischen Ketten (Txindoki, Sierra de Aralar, Aitzgorri p. p.) verbreitet.

Das nächstfolgende 3. Urgonstadium ist durch das Nachlassen der grobklastischen Sedimentation bei gleichzeitig anhaltender tektonischer Aktivität gekennzeichnet. Dies führt zu einem Wiedereinsetzen der Plattform-Fazien im Küstenbereich, während die Inselplattformen weiterhin persistieren. Die Organismen-Vergesellschaftung des Mittelapt bleibt im wesentlichen erhalten. Allerdings entwickeln sich als neues Florenelement in größerem Umfang artikulate Rotalgen: *Paraphyllum* (,,Vimport-Flora"). Bei den Sandschalern kommt es zur Entwicklung komplizierter Lituoliden *(Pseudochoffatella),* bei den Orbitolinen überwiegen wieder einfachere Formen *Simplorbitolina).* Leitformen liefern außerdem die jetzt häufigeren planktonischen Foraminiferen *(Leupoldina, Globigerinelloides),* die mit den weiterhin seltenen Ammoniten *(Parahoplites)* die in Becken persistierende Mergelfazies charakterisieren. Aus ihnen ergibt sich für dieses 3. Urgonstadium ein Oberapt (Clansay)-Unteralb-Alter.

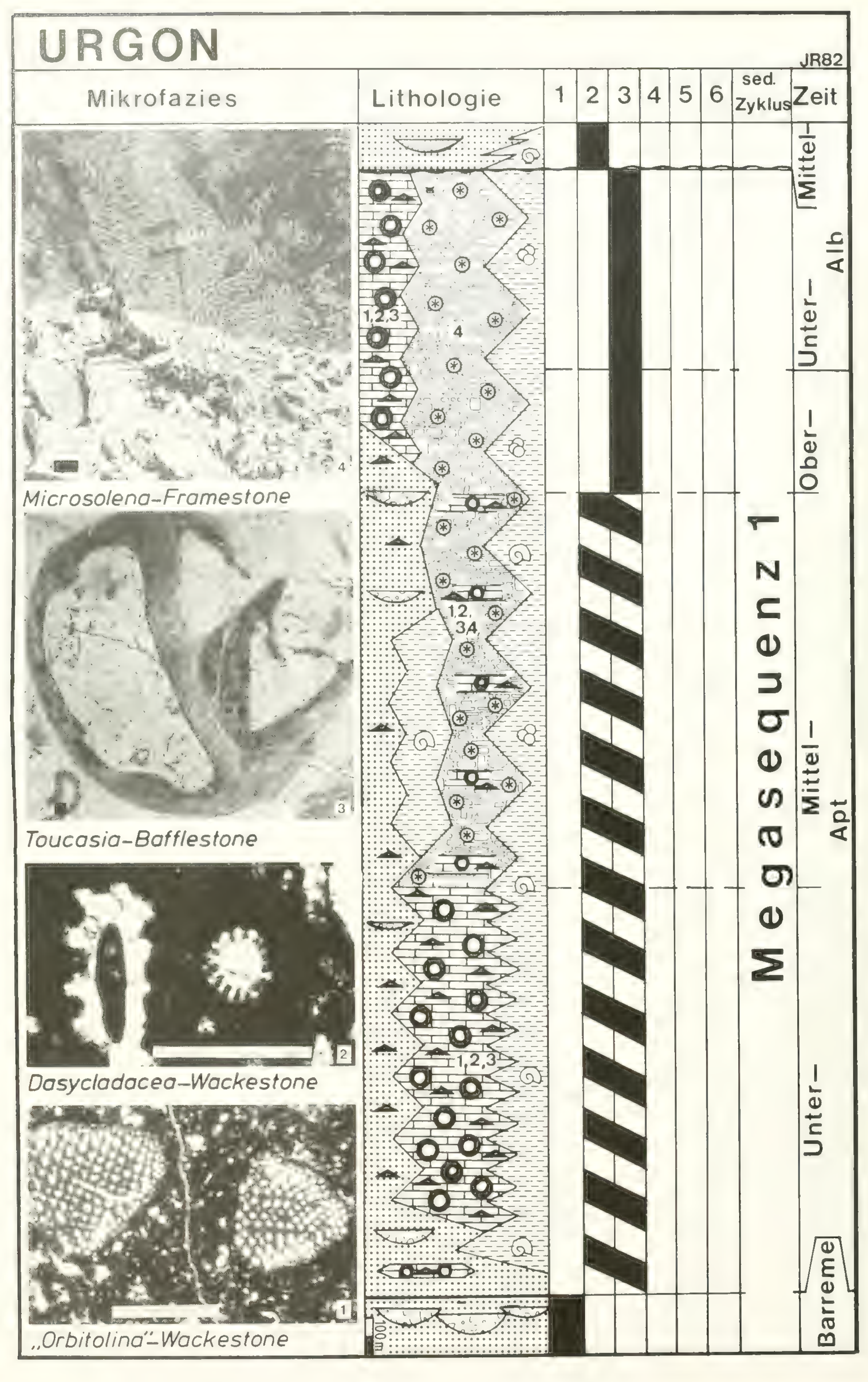


Abb. 8. Synthetisches Profil der Urgon-Fazies des basko-kantabrischen Beckens

1: Kontinental/fluviatil 3: flaches Subtidal 5: Slope
2: Delta/intertidal 4: tiefes Subtidal 6: Becken

Das 3. Urgonstadium ist gleichfalls im Aralar-Massiv verbreitet, außerdem im Riffkalk von Iciar (Prov. Biskaya) und im Kalk von Landa (Prov. Alava).

Aus diesem kurzen Abriß der Entwicklung des höheren Teils der Megasequenz 1 wird die unterschiedliche Geschichte der Urgon-Plattformen des Biskaya-Schelfs gegenüber den oberjurassischen Karbonatplattformen an der Peripherie des Nordatlantik (Jansa & Wiedmann 1982) deutlich. Während sich hier über einen längeren und tektonisch inaktiven Zeitraum hinweg ausgedehnte Plattformen entwickeln konnten, war die Entwicklung am Südrand der Biskaya vergleichsweise kurzfristig und von anhaltenden distensiven Bewegungen und zunehmender Subsidenz begleitet. Diese Vorgänge konnten sogar zu einem intermittierenden Zerbrechen der Urgon-Plattformen führen, so daß sich eine zusammenhängende Schelfplattform nicht zu entwickeln vermochte. Im Gegenteil gelang es dem primären Graben/Horst- und Kippschollen-Relief immer wieder, sich in Form von Inselplattformen durchzupausen.

Im Gegensatz zum ,,Wealden" ist die Urgon-Sedimentation von einem Nachlassen terrigener Schüttungen bestimmt, wobei die Sedimentation – im N der Basko-kantabrischen Ketten – die weiterhin mäßige Subsidenz nicht mehr kompensiert. Die nun voll-marine Entwicklung führt zur Dominanz stenohaliner Formen, insbesondere in den Riff- und Bekken-Fazien. Demgegenüber zeigen die Mikrobiota der lagunären Bereiche weiterhin starke Beziehungen zu den zuvor behandelten ,,Wealden"-Biotopen. Selbst die Rupturen der Plattform-Entwicklung führen nur zu einem vorübergehenden Aussetzen riffbildender Organismengruppen. Nahezu alle Biotope setzen sich außerdem in den basalen Teil der folgenden Megasequenz 2 hinein fort.

Im Detail läßt sich eine interessante Evolution der faziellen Entwicklung der Karbonatkomplexe erkennen. Im Unterapt beginnt diese Entwicklung zunächst mit der Herausbildung eines ,,unreifen" Plattformtyps, charakterisiert durch das Fehlen typischer Riffstrukturen mit hermatypen Gerüstbildnern. Aus ihnen gehen im Oberapt und Unteralb echte Riffkomplexe hervor, die auf tektonisch exponierten küstenfernen Stellen als Inselplattformen, in Küstennähe als Barriere-Riffe entwickelt sein können. Eng verbunden mit dieser faziellen, aber auch Biotop-Entwicklung ist die Evolution der Riffbildner bzw. anderer Flachwasser-Organismen. Insbesondere die fazies-sensitiven Algen und benthonischen Foraminiferen lassen deutliche Verschiebungen der Evolutionsgeschwindigkeit in den unterschiedlichen Karbonatkomplex-Typen erkennen. In den ,,unreifen" Bedoule-Plattformen zeigen insbesondere die Dasycladaceen und Großforaminiferen eine hohe Evolutionsgeschwindigkeit, während sie später in den reifen Riff-Karbonatkomplexen des Oberapt keine wesentliche Rolle mehr spielen. Hier setzen dagegen mit erhöhter Diversität die Rotalgen ein und erreichen ihr erstes Maximum. Neben einer Vielzahl krustoser Formen treten erstmals in größerem Umfang artikulate Formen auf (,,Flora Vimport").

Schließlich verdient Beachtung, daß Karbonatplattformen sich offenbar bevorzugt gegen Ende sedimentär-tektonischer Großzyklen (Megasequenzen) entwickeln. Dies trifft hier zunächst für das Ende der Megasequenz 1 zu, in geringerem Umfang aber auch in der höheren Oberkreide des basko-kantabrischen Kontinentalrandes, mit Ende der Megasequenz 2.

3.3 MEGASEQUENZ 2, UNTERER TEIL = 2. DELTA-PHASE (Abb. 9)

Die Grenze Unteralb/Mittelalb fällt mit einem Maximum distensiver Tektonik (,,austrische" Bewegungen) zusammen, die zu einer verstärkten Ausdünnung kontinentaler Kruste an den Kontinentalrändern des Biskaya-Grabens und – im Zentralgraben – zu einer endgültigen Trennung der Lithosphärenplatten geführt haben dürfte. Die Entwicklung der bereits bekannten Horst/Graben-Strukturen, Kippschollen und Halbgräben setzt sich zunächst verstärkt fort. Die tektonischen Bewegungen haben vielfach zu Diskordanzen geführt, die gleichzeitig einen scharfen sedimentären Wechsel markieren, den Übergang vom transgressiven höheren Teil der Megasequenz 1 zur stark regressiven Basis der Megasequenz 2 (Abb. 9).

Die Sedimentation der Megasequenz 2 beginnt im Mittelalb der zentralen Basko-kantabrischen Ketten mit grob- bis feinklastischen Deltaserien (,,Complexe gréseux supra-urgonien" Rat 1959) als unmittelbarer Folge der ,,austrischen" Reliefversteilung. Im äußersten S und den Keltiberischen Ketten gelangen gleichzeitig mächtige fluviatile Serien (,,Utrillas-Schichten") zur Ablagerung (Saeftel 1960). Im Bereich der Biskaya-Synkline gehen die Deltaserien allmählich in Prodelta-Tone und vereinzelte Turbiditserien über. In der Deva-Synkline im äußersten N der Basko-kantabrischen Ketten werden gleichzeitig mächtige Turbidite (,,Flysch noir de Deva") sedimentiert, die jedoch Transportrichtungen aus dem N erkennen lassen (?Landes-Block oder ein weiteres Basement-Hoch). Voort (1964) hatte die Existenz eines Biskaya-Massivs vermutet. In der Folgezeit haben sich vor allem Feuillee (1967, 1971), Aguilar Tomas (1971) und Reitner (1980, 1982) mit dem Supra-Urgon beschäftigt.

Auch im Unteralb paust sich die Kippschollen-Morphologie des Untergrundes in der allmählich manifest werdenden NW-SE-streichenden Becken- und Schwellengliederung des basko-kantabrischen Kontinentalrandes durch. Die Subsidenz der Becken ist zum Teil beträchtlich; sie kann in Mittel- und Oberalb bis zu 4000 m erreichen (Abb. 17). Weitgehend halten sich dabei Subsidenz und Sedimentation die Waage. Auf den Schwellen erfolgt die Absenkung zunächst langsamer, teilweise (SE' Aitzgorri-Massiv) muß sogar mit einem Auftauchen der Urgon-Plattformen und Verkarstung gerechnet werden. An den Kippschollen-Rändern finden sich zum Teil große Olistostrome von Urgonkalken verschiedenen Alters in klastischem Mittelalb (z. B. mehrere 100 m große Blöcke am W-Rand des Aitzgorri-Hochs).

Karbonatfazien finden sich im Mittelalb nur vereinzelt, so in den Randgebieten im E (Lacunza/Sierra de Aralar, Ramirez del Pozo 1971) oder in Form geringmächtiger Biostrome im W (Comillas, Feuillee 1967, 1971).

Der generelle transgressive Trend zum Oberalb ist bereits in den hangenden Partien des klastischen Supra-Urgon mit der Bildung von Orbitolinen-Wackestones (Abb. 9.1) erkennbar. Insgesamt bleibt dieses 1. Stadium des Supra-Urgon jedoch durch das Vorherrschen terrigenen Inputs und silikoklastischer Turbidite charakterisiert und entspricht damit der 2. Delta-Phase.

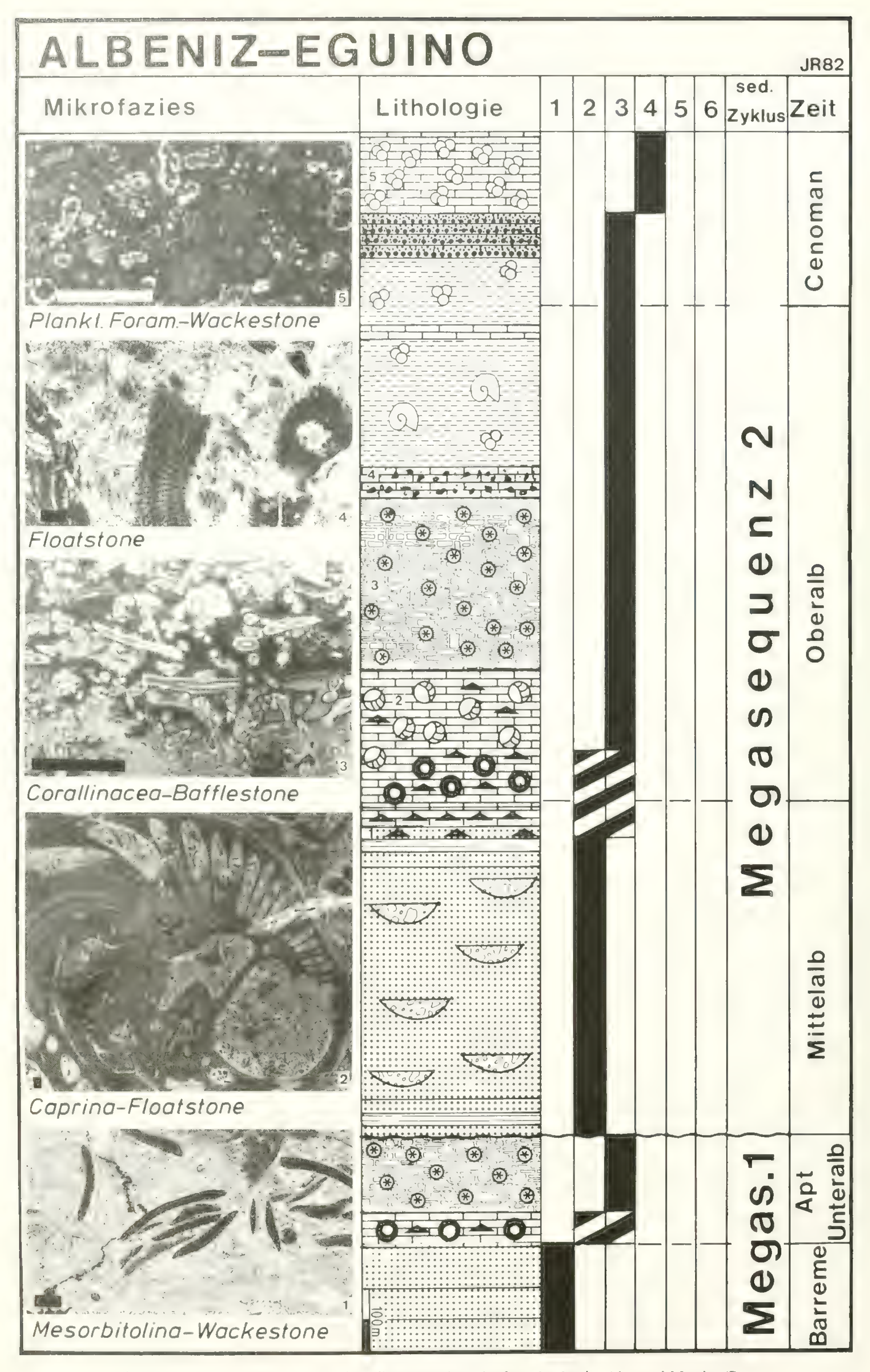


Abb. 9. Profil des „Supra-Urgon" der Albeniz-Eguino-Plattform im SE des Aitzgorri-Massivs (Prov. Alava). Ziffern 1–6 s. Abb. 8.

Die einsetzende räumliche Differenzierung wird im folgenden 2. Stadium des Supra-Urgon deutlich verstärkt. Das in Abb. 9 wiedergegebene Faziesdiagramm dieses Zeitraums trifft strenggenommen nur für den Bereich der Albéniz-Eguino-Plattform (Reitner 1980, 1982) zu. Sie liegt im SE des Aitzgorri-Sattels (Abb. 4) und dürfte der größte Riffkomplex des Oberalb sein (Mächtigkeit: 500 m, geschätzte Ausdehnung: mehrere 100 km^2). Zu ähnlichen, ausgedehnten flachmarinen Karbonatfazien kam es während des Oberalb auf Kippschollen bzw. Diapirdächern.

Die Organismenführung dieser Oberalb-Riffe und -Biostrome weicht von der des Urgon nur geringfügig ab: die Diversität der Rotalgen (Abb. 9.3) ist höher, die der Dasycladaceen wesentlich geringer. Als wichtiges neues Faunenelement treten in den Riffkern-Bereichen vermehrt Mg-Kalzit-Sklerospongier hinzu. In den Lagunen werden Capriniden *(Caprina choffati:* Abb. 9.2) häufig. Auch hier hat sich infolgedessen kein qualitativer Wandel vollzogen; die Faunen und Floren der Urgon- und Supra-Urgon-Riffe sind kontinuierlich miteinander verbunden.

Um so schärfer ist der Wechsel, der sich im höheren Teil des Albéniz-Eguino-Riffs durch Floatstone-Sedimentation (Abb. 9.4) bemerkbar macht. Etwa an der Oberalb/Vracon-Grenze deutet sich überregional ein deutlicher sedimentärer Umbruch an. Er ist charakterisiert durch eine konstant zunehmende Subsidenz bei gleichzeitig verstärkt einsetzender feinklastischer Sedimentation. Beides wirkt sich besonders auf den Hochschollen aus, wo die Sedimentation von Riffkarbonaten ein Ende findet. Die Sedimente der Inselplattformen zeigen retrograde Zyklen. Die lokal bereits im Vracon einsetzende Mergelsedimentation mit Cephalopoden und planktonischen Foraminiferen zeigt offen-marine Verhältnisse an. Das beginnende Biskaya-Spreading (s. Abschnitt 2) zeigt nun erste Auswirkungen auch auf die Schelfe.

,,Sedimentary Onload" beginnt jetzt insofern eine Rolle zu spielen, als nun – in deutlichem Zusammenhang mit ,,austrischer" tektonischer Aktivität – Absenkung und Sedimentauflast im Bereich der Schelfe zur verstärkten Mobilisierung der Keupersalze im Untergrund führen. Im höheren Alb ist das erste Maximum dieses einsetzenden Diapirismus erkennbar. Auch auf den Diapirdächern können sich im Vracon nochmals kleinere Riffplattformen bilden, die – bei einem Einbrechen des zentralen Diapirbereichs – die Struktur von Atollen besitzen können. Die beim Aufbrechen der Diapire zu erwartenden Ton- und Salzaustritte beeinflussen die Organismen-Diversität deutlich negativ. In den zentralen Lagunen werden häufig bioklastenfreie Mudstones (Loferite) sedimentiert; Rotfärbung der Sedimente ist verbreitet. Diese Diapir-Riffe stellen als Reliktvorkommen der Urgon-Fazies und ihrer Organismen-Vergesellschaftungen letzte Vorkommen dieser Art im Bereich der basko-kantabrischen Tröge dar. Sie werden – oft von Hartgründen getrennt – ebenfalls von den pelagischen Sedimenten des Unteren Cenoman überwältigt. Sie dürften überwiegend ein Vracon-Alter haben. Ein gut untersuchtes Beispiel stellt das Caniego-Riff am N-Rand des Diapirs von Villasana de Mena dar (Schröder 1980, Reitner 1982; hier Abb. 14).

Im Gegensatz zur erhöhten Faziesdiversität im Oberalb ist das Untercenoman von beginnender Faziesnivellierung gekennzeichnet. Weite Teile des basko-kantabrischen Schelfs werden nun von monotoner Ton- und Mergelsedimentation erfaßt, die insbesondere in den Becken große Mächtigkeiten erreicht. Teilweise knollige Sideritlagen sind vielfach eingeschaltet, untergeordnet auch karbonatische Turbidite. Lediglich im Bereich der Deva-Synkline hat die Sedimentation silikoklastischer Turbidite durch das Alb hindurch angehalten.

Offen-marine Bedingungen werden in der von nun ab reichen pelagischen Fauna deutlich; in den Mikrofaunen dominieren planktonische Foraminiferen (Abb. 9.5), in den Makrofaunen Cephalopoden und Inoceramen. Irreguläre Echiniden sind gleichfalls weit verbreitet (Raabe 1965, 1966). Damit sind ideale Voraussetzungen für die biostratigraphische Korrelation gegeben (Wiedmann & Kauffman 1978).

Megasequenz 2 und insbesondere der hier behandelte tiefere Teil sind durch ihren deutlich transgressiven Charakter gekennzeichnet, der der globalen Mittelkreide-Transgression (vgl. Sliter 1976) entspricht. Im Mittelalb kann sich eine 2. Delta-Phase entwickeln, in der die Absenkung noch durch die Sedimentation ausgeglichen wird. Der starke terrigene Input und die gleichzeitig zunehmende Subsidenz bedeuten das Ende der urgonen Riff- und Karbonatsedimentation, die nur noch lokal – auf Hochschollen bzw. Diapirdächern – günstige Bedingungen fand, um noch bis zur Cenoman-Basis zu persistieren. Im Oberalb, insbesondere ab Vracon (Abb. 9) setzt dann eine kontinuierliche Eintiefung des basko-kantabrischen Schelfs ein, die bis ins Oberturon anhält und während der die Sedimentation nicht mehr mit der Absenkung Schritt hält (Abb. 17). Die pelagische karbonatdominierte Beckensedimentation des Mittelcenoman (,,Flysch à boules" d. franz. Autoren) stellt noch einmal einen letzten überregional verbreiteten Marker-Horizont dar (Abb. 9.5) und wird hier als Begrenzung zum folgenden höheren Abschnitt der Megasequenz 2 verwandt. Von diesem Zeitraum ab verläuft die Entwicklung der Einzelbecken so uneinheitlich, daß die Weiterentwicklung dieser Becken getrennt abgehandelt werden muß.

Festzuhalten bleibt, daß die beschriebenen Prozesse am basko-kantabrischen Schelf, u. zw. die ,,austrische" Distensionstektonik ebenso wie das Einsetzen der Mittelkreide-Transgression verursacht werden durch einen verstärkten Spreading-Event im Bereich der mittelozeanischen Rücken, deren Bildung sich im höheren Alb auch in die Biskaya hinein verlagert hat und hier zu einer Trennung der Lithosphärenplatten geführt haben dürfte (s. Abschnitt 2). Hervorzuheben ist ferner, daß erst die Verstärkung der Subsidenz ab Oberem Alb nun auch zu einer deutlichen faunistisch/floristischen Zäsur geführt hat, insofern vor allem die Gerüstbildner der Urgon-Riffbiotope nachkommenlos erlöschen und in ihrer Mehrzahl vergleichbare Biotope der höheren Kreide nicht mehr zu besiedeln vermögen. Demgegenüber setzt während des Alb – ohne jeden Zweifel in Abhängigkeit von der weitgreifenden Mittelkreide-Transgression – eine extreme Planktonblüte (Foraminiferen, Calcisphären, Coccolithen) ein, die in einer erhöhten Densität dieser Organismengruppen zum Ausdruck kommt.

3.4 MEGASEQUENZEN 2 (OBERER TEIL) – 4 = MAXIMALTRANSGRESSION UND REGRESSIONS/KOMPRESSIONSPHASEN (Abb. 10–13)

Für die weitergehende Diskussion scheint es sinnvoll, die Megasequenzen der Oberkreide und des Alttertiärs zusammenfassend zu behandeln, dafür aber eine regionale Trennung vorzunehmen und die vier wesentlichen Sedimentationsräume des Basko-Kantabrikums separat zu behandeln.

Über diesen Bereich liegen zahlreiche Vorarbeiten vor, von denen hier nur eine Auswahl herausgegriffen werden kann: Rat 1959, 1982; Mangin 1960; Wiedmann 1960, 1962a, 1962b, 1980a, 1982a, 1982b; Herm 1965; Feuillee 1967, 1971; Ramirez del Pozo 1971, 1973; Rodrigo & Alvarez 1972; Kruit et al. 1975; Wiedmann & Kauffman 1978; Lamolda et al. 1981; Plaziat 1981 u. a.

3.4.1 Becken von Vitoria (Abb. 10)

Im Becken von Vitoria (Abb. 4), im zentralen Teil des basko-kantabrischen Schelfs, werden große Mächtigkeiten vor allem der mittleren Oberkreide akkumuliert. Tieferer und höherer Teil der Oberkreide sind demgegenüber unvollständig entwickelt (Abb. 10).

3.4.1.1 Megasequenz 2, oberer Teil = Maximaltransgression

Beginnend mit der Fazies des „Flysch à boules" (Abb. 9.5) setzt sich hier im Mittel- und Obercenoman die Sedimentation pelagischer Mergel fort. Sie zeichnen sich durch reiche Foraminiferenführung aus, wobei die Planktonten mit bis zu 90% Rotaliporen deutlich dominieren. In die pelagische Grundsedimentation sind feinkörnige Kalkturbidite (Silt- und Tonfraktion) eingeschaltet mit Bankmächtigkeiten um 20 cm. Die Bänke zeigen eine kugelig-knollige Verwitterung („Flysch à boules"). Ihre Gradierung ist in basalen Siltlagen, Convolute Bedding und Laminationen (Tb-Td) erkennbar, die sich – ebenso wie massivere Bänke ohne Sedimentstrukturen (Ta) – gut in das Faziesmodell für feinkörnige Turbidite (Piper 1978) einordnen lassen. Slumping-Strukturen, die zumindest die Hangrichtung angeben, lassen einen Transport von NW nach SE erkennen. Schwarzschieferhorizonte weisen auf Stagnationsphasen im Becken hin. Die Kalkturbidite enthalten nur selten organische Reste, sind aber meist so stark durchwühlt, daß die ursprünglichen Sedimentstrukturen oft nicht mehr erkennbar sind.

Das Becken von Vitoria kann als Intraschelf-Becken gedeutet werden. Eine stärker randliche Position läßt das Cenoman im Raume Murguía erkennen, vermutlich bedingt durch eine erste Aufwölbung des Murguía-Diapirs (Abb. 3). Hier sind in die normale Mergelsedimentation Lagen mit Komponenten in Arenitfraktion eingeschaltet. An dieser sind insbesondere große agglutinierende Foraminiferen (Lituoliden), Praealveolinen und Austern beteiligt, ebenso wie Extraklasten aus Plattformsanden. Beach-Rocks in diesen Extraklasten scheinen sogar Auftauchphasen im Herkunftsgebiet zu dokumentieren.

Im Turon des Beckens von Vitoria wird die Sedimentation der Kalkturbidite abgelöst von geringmächtigen pelagischen Kalken, die teilweise Globotruncanen-Packstones und -Wackestones (*Dicarinella, Marginotruncana:* Abb. 10.1) darstellen. Ein im Grenzbereich Unter/Mittelturon weit verbreiteter Hardgrund (vgl. Wiedmann 1975, Taf. 1, Fig. 1) dürfte auf das Maximum der Transgression hinweisen. Das Oberturon, das weithin bereits wieder regressive Züge trägt, ist im Becken von Vitoria bisher nur ungenügend charakterisiert. Das Turon ist überhaupt in zahlreichen Profilen sehr geringmächtig (z. B. am Diapir von Murguía) und keilt nach N hin aus, während es nach W und S hin rasch mächtiger wird (z. B. Bohrung Castillo 5,5 km S' Vitoria).

3.4.1.2 Megasequenz 3 = 1. Regressions- und Kompressionsphase

Diese Megasequenz umfaßt den Zeitraum Coniac, Santon und Campan. Sie wird von einem regressiven Halbzyklus gebildet, in dem es zu monotoner pelagischer Mergelsedimentation kommt. In diese Hintergrundsedimentation sind im Coniac grob- bis feinkörnige Kalkturbidite in weiter Verbreitung eingeschaltet (Abb. 10). Die hier nur geringe autochthone Sedimentation ist von den allochthonen Sedimenten nur mit Mühe unterscheidbar. Ein Channel-Ausgang ist z. B. bei Guevara (20 km E' Vitoria) gut aufgeschlossen. Hier beträgt die Bankmächtigkeit maximal 40 cm und die Größe der Komponenten erreicht oft mehrere cm. Von Lage zu Lage variabel enthalten diese Kalkturbidite Reste von Austern, Echinodermen, Bryozoen, Algen, benthonische (Lituoliden, Milioliden) und planktonische Foraminiferen, Ostrakoden, Gastropoden und eine reiche, sehr diverse Schwammfauna (überwiegend Lithistiden und Choristiden, seltener hexactinellide Formen).

Die Abnahme der Korngröße von W nach E läßt erkennen, daß die Turbidite in der Beckenlängstachse eingeregelt sind. Slumping-Strukturen, intraformationelle Diskordanzen, synsedimentäre Abschiebungen und Überschiebungen weisen auf einen von N nach S geneigten Hang hin und damit auf eine Herkunft des Materials von einer Karbonatplattform im Bereich des Aitzgorri-Hochs. Diese Schüttungsrichtung wird durch Flutecasts und Dunes gestützt. Vereinzelt treten rote idiomorphe Quarze und rote Tonfetzen auf, die möglicherweise auf durchbrechende Triasdiapire hinweisen.

Im Santon setzt die Sedimentation von Kalkturbiditen aus, die pelagische Entwicklung (mit Planktonanteilen in der Foraminiferenfauna von etwa 60%) dominiert. Irreguläre Echiniden sind eine häufige Faunenkomponente dieses Faziesraumes; sie werden ab Obersanton wieder häufiger.

Im Mittelcampan schalten sich lokal bis zu 30 m mächtige Kalkarenite und Kalkrudite ein. Bei diesen handelt es sich um Debris Flows und Turbidite von ebenfalls lokalen Flachwasser-Biohermen. Sie enthalten häufig rote idiomorphe Quarze, Quarzgerölle und rote Tone, die erneut auf einen Zusammenhang zwischen diesen Biohermen und Diapirdächern hinweisen. Nach den Biogen-Komponenten handelt es sich dabei meist um Austernbioherme. Andere Schüttungen enthalten Rotalgen, Milioliden, agglutinierende (Lituoliden, Rheophaciden) und orbitoide Großforaminiferen und Schwämme (Hexactinelliden, Sklerospongier, aber hier keine Lithistiden). Extraklasten von Beach-Rocks sind ebenfalls verbreitet. Die mergelige Hintergrundsedimentation enthält noch immer Anteile von 25% Planktonten an der Gesamt-Fo-

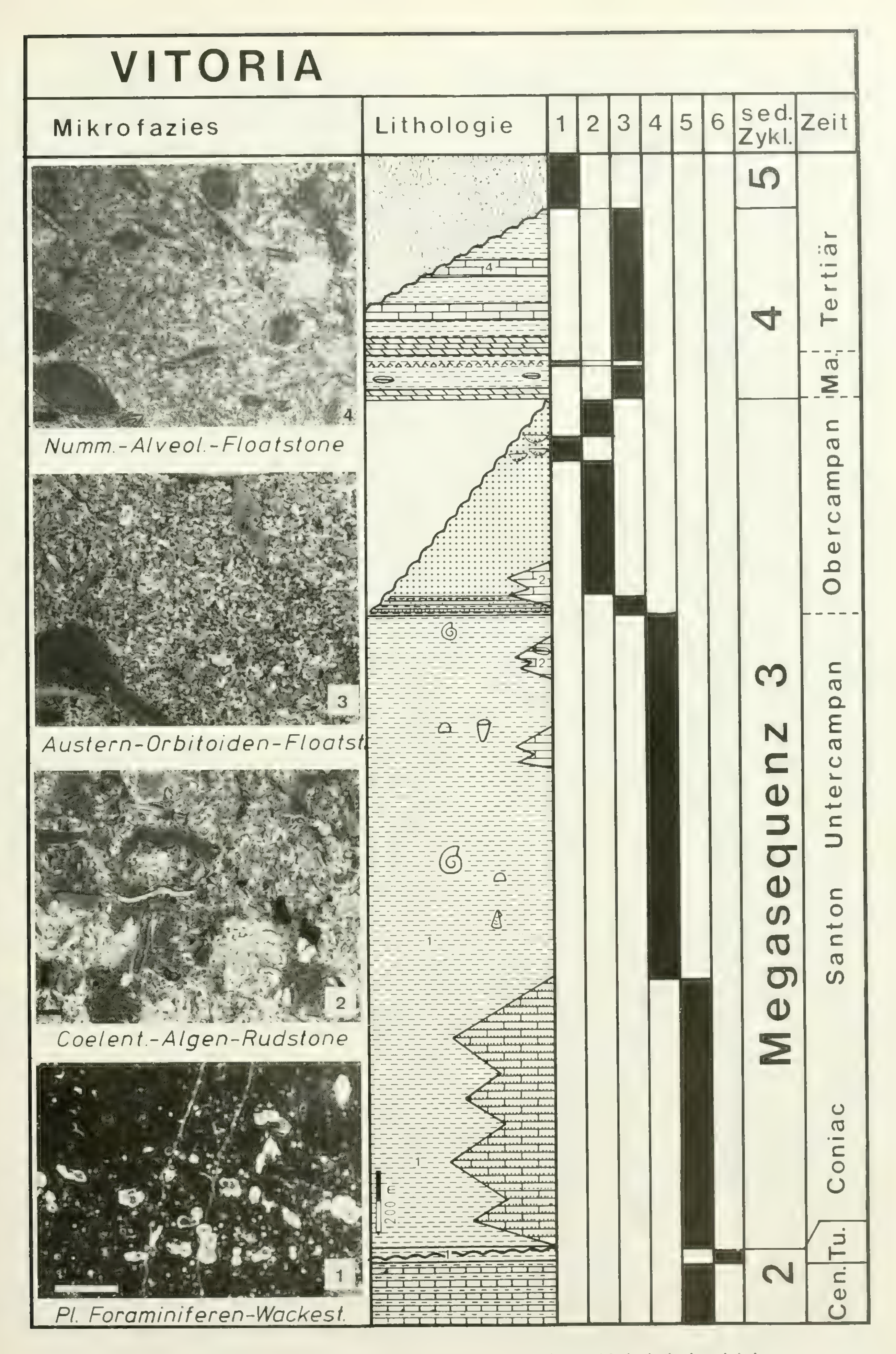


Abb. 10. Oberkreide/Alttertiär-Profil des Vitoria-Beckens, zentraler Bereich des basko-kantabrischen Raumes. Ziffern 1–6 s. Abb. 8.

raminiferenfauna. Dies würde auf Ablagerung im tiefen Subtidal hindeuten.

Der regressive Trend der Megasequenz 3 hält im Oberen Campan an, das in Form fluviatiler Sande in weiter Verbreitung vorgelegen haben dürfte. Leider ist es im Westen des Beckens von Vitoria nur in Form einzelner Erosionsrelikte erhalten geblieben (Abb. 10). Ein derartiges Erosionsrelikt stellt das teilweise erhaltene Diapirdach des Murguía-Diapirs dar. Allerdings handelt es sich hier wiederum um eine Sonderfazies, eine relativ ausgedehnte Karbonatplattform. Der Riffschutt enthält an organischen Resten vor allem Algen, orbitoide Großforaminiferen, Schwämme, Korallen und Rudisten (Abb. 10.2). Dieser „Oro-Kalk" (v. Stackelberg 1967) zeigt regressiven Charakter und wird von einem im höchsten Campan progradierenden Delta zugeschüttet. Diese Delta-Schüttungen des Oberen Campan sind zwar überwiegend marin, im hangenden Teil der Serie treten jedoch auch fluviatile Rinnen, Paläoböden und limnische Ablagerungen auf. Orbitoide Großforaminiferen und Austernbioherme besiedelten die marinen Bereiche des Deltas (Abb. 10.3). Der regressive Trend der Megasequenz 3 ist damit deutlich geworden. Er führt im Vergleich zur einheitlichen Fazies-Entwicklung im transgressiven Cenoman und Turon erneut zu erhöhter Fazies-Diversität. Diese wird noch erhöht durch auch im Becken von Vitoria spürbare Diapirbewegungen, die eine Ursache von „subherzynischen" Diskordanzen im höheren Teil der Megasequenz darstellen. Diese Diskordanzen sind aber außerdem ein Ausdruck 1. kompressiver Bewegungen, die mit dem gleichzeitigen Ausklingen des Spreading in der Biskaya – bei Fortsetzung im Atlantik – im Zusammenhang stehen. Nachlassen der Subsidenz führt schließlich im Obercampan zur Anlage einer 3. Delta-Phase, die das Maximum der Regression und gleichzeitig das Ende dieser Megasequenz markiert.

3.4.1.3 Megasequenz 4 = 2. Regressions- und Kompressionsphase

Die Basis der vorliegenden Megasequenz ist im Becken von Vitoria von einer deutlichen sedimentären Ruptur gekennzeichnet. Das Maastricht (Abb. 10) ist transgressiv entwickelt und überwiegend marin. Vereinzelte Lagen mit Gipsknollen lassen Verlandungstendenzen vermuten. Im Maastricht überwiegt die Sedimentation dolomitischer Mergel und Kalke. Die Kreide/Tertiärgrenze liegt in einer sandig-dolomitisch-mergeligen Folge. Die Fazies-Vielfalt nimmt weiterhin zu, insbesondere im Paläozän kommt es zu extremen lokalen Faziesvarianten: Algenkalke, Bryozoenkalke, Lagunenkalke mit Cyanophyceen-Onkoiden u. a. Diese Kalke sind weithin dolomitisiert („Dan-Dolomite"). Eozän folgt teilweise diskordant und stellt einen letzten transgressiven Puls von relativ weiter geographischer Verbreitung dar. Es ist weithin einheitlich als Nummuliten-Alveolinen-Kalk (Abb. 10.4) ausgebildet.

Das Ende der Megasequenz 4 ist im Becken von Vitoria nicht erkennbar, da die folgenden Konglomerate des Oligozän diskordant übergreifen (Abb. 10). Diese könnten als Megasequenz 5 bezeichnet werden, werden aber hier nicht berücksichtigt, da sie den postorogenen Sedimentationszyklus einleiten.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß das Bekken von Vitoria ein Intraschelf-Becken darstellte, in dem es zu mächtiger, aber recht monotoner Sedimentation von Foraminiferen-Wackestones (Abb. 10.1) gekommen ist. Sedimentation von Kalkturbiditen spielt eine nur untergeordnete Rolle. Maxima tektonischer Aktivität liegen im Turon, im Grenzbereich Campan/Maastricht und an der Eozän/Oligozän-Grenze. Sie bedingen die Lückenhaftigkeit des Gesamtprofils (Abb. 10) an diesen Stellen, sind aber vor allem mit intensivem Diapirismus während der Oberkreide verknüpft, der eine größere Zahl von Sonderfazien im Bereich des Vitoria-Beckens verursacht hat. Die kompressive Tektonik der Oberkreide wird mit beginnender Subduktion am südkantabrischen Kontinentalrand in Verbindung gebracht. Die tektonische Aktivität gipfelt in pyrenäischen Bewegungen an der Eozän/Oligozän-Grenze, die zur endgültigen Heraushebung und Auffaltung des basko-kantabrischen Schelfbeckens geführt haben.

Der transgressiven Megasequenz 2 stehen die regressiven Sequenzen 3 und 4 gegenüber. Dieser regressive Trend bedingt gleichzeitig eine Zunahme der Faziesdiversität im Grenzbereich Kreide/Tertiär, parallel auch von einem Anstieg der Faunen- und Florendiversität begleitet. Episodisch auftretende Karbonatplattformen enthalten entweder Milioliden-Vergesellschaftungen oder solche aus Großforaminiferen, Algen, Korallen und mitunter auch Austern. Sie unterscheiden sich damit qualitativ deutlich von den Rudisten-Orbitolinen-Assoziationen der Urgon-Plattformen (s. Abschn. 3.2). Die Mittelkreide-Transgression der höheren Megasequenz 2 hat sich für diese Assoziationen letal ausgewirkt: Orbitolinen, Praealveolinen und zahlreiche Urgon-Rudisten sind der Pelagisierung nicht nur des basko-kantabrischen Schelfs, sondern weiter Schelfbereiche überhaupt zum Opfer gefallen. Demgegenüber konnten sich mit dem Transgressions-Event die planktonischen Foraminiferen, Ammoniten, Inoceramen und irregulären Seeigel bevorzugt entwickeln und sind im vorliegenden Sedimentationsraum entsprechend dokumentiert.

3.4.2 Biskaya-Synklinorium (Abb. 11)

Lage und Verlauf des Biskaya-Synklinoriums sind aus Abb. 2–4 zu entnehmen. Das Kreide/Alttertiärprofil und seine Deutung sind in Abb. 11 enthalten.

3.4.2.1 Megasequenz 2, oberer Teil = Maximaltransgression

Auch im Biskaya-Synklinorium nimmt der transgressive Charakter innerhalb dieser Megasequenz kontinuierlich zu. Die stärker sandige Hintergrundsedimentation des höheren Alb geht mit dem Cenoman in eine mergelige Grundsedimentation über, die ± unverändert bis ins Alttertiär andauert (Abb. 11). Mit der Zunahme feinkörnigerer Sedimente werden ab Untercenoman ebenfalls feinkörnige Turbidite (Abb. 11.2) sedimentiert. Ab ?Mittel/Obercenoman, vielleicht bereits früher, kommt es zur Intrusion und Extrusion von Alkalimagmatiten. Die Intrusiva stecken teilweise als Lagergänge oder größere Intrusivkörper im Alb und/oder Cenoman (z. B. bei Zumarraga).

ÖSTL. BISKAYA-SYNKL.

Mikrofazies | Lithologie | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | sed. Zykl. | Zeit

Plankt. Foram.-Wackestone

Wackest. mit großen Extrakl.

Feinkörniger Turbidit

Orbitolina-Floatstone

Megaseq. 4

Megasequenz 3

Megasequenz 2

Tertiär

Ma.

Obercampan

Cenoman Turon

Alb

Abb. 11. Oberkreide/Alttertiär-Profil der Biskaya-Synkline. Ziffern 1–6 s. Abb. 8.

Bei Aguineta (10 km N' Zumarraga, Prov. Guipúzcoa) schalten sich im Cenoman zudem grobkörnige Kalkarenite und Kalkrudite ein. Sie enthalten u. a. Rotalgen, agglutinierende Großforaminiferen (Lituoliden, Orbitolinen: Abb. 11.1), andere benthonische und planktonische Foraminiferen, Austern- und Echinodermenschill. Die Herkunft dieser Kalkturbidite ist in Seamounts oder nahe gelegenen tektonischen Hochs zu suchen (z. B. im Bereich des Aitzgorri-Hochs).

Im Turon dürfte das Maximum vulkanischer Tätigkeit anzusiedeln sein mit der Extrusion von mehreren 100 m von Pillow-Laven, vulkanischen Aschen und Auswurfmaterial, die vielfach wiederum von Gängen durchschlagen sind (Abb. 11). Vermutlich haben einzelne Vulkane die Wasseroberfläche erreicht und Inseln gebildet. Dies hat lokal zur Bildung vulkano-detritischer Turbidite geführt.

Die mergelige Grundsedimentation enthält praktisch nur Calcisphären und planktonische Foraminiferen (Abb. 11.4). Radiolarienführung scheint auf feinkörnige Kalkturbidite beschränkt zu sein (Abb. 11.2). Gegen Ende des Turon sind die Maxima der Planktonführung und der mittelkretazischen Transgression erreicht. An dieser Stelle wird die Grenze zwischen Megasequenz 2 und 3 gezogen.

3.4.2.2 Megasequenz 3 = 1. Regressions- und Kompressionsphase

Die mergelige Grundsedimentation setzt sich in Coniac und Santon hinein fort. Ab Campan werden im E-Teil des Biskaya-Synklinoriums mächtige Kalkturbidite und Debris-Flows (Abb. 11.3) geschüttet. Sie enthalten orbitoide Großforaminiferen, Austern- und Rudistenschill. Im W-Teil des Synklinoriums baut sich u. a., im S von Guernica, ein klastischer Turbiditfan vor. Die grobkörnigen Turbidite werden bei gleichzeitiger Abnahme der Korngröße in die Beckenlängsachse von NW nach SE eingeregelt. Die Turbidit-Sedimentation geht konform mit dem Maximum der Delta-Progradation im Becken von Vitoria und kennzeichnet wie dieses das Ende dieser Megasequenz.

3.4.2.3 Megasequenz 4 = 2. Regressions- und Kompressionsphase

Mit Beginn dieser Megasequenz kommt es zur Sedimentation von Mergeln und Mergelkalken des Maastricht, die von roten Paläozän-Kalken überlagert werden. Im Oberen Paläozän und bis ins Mitteleozän werden in die mergelige Grundsedimentation verstärkt proximale klastische Turbidite eingelagert (Mir et al. 1971). Damit dürfte hier das Ende der regressiven Megasequenz 4 erreicht sein.

Mergel und Paläozän-Kalke sind durch hohe Planktonführung (Abb. 11.4) ausgezeichnet. Ammoniten und Inoceramen stellen das vorherrschende Megafaunen-Element im kretazischen Teil des Biskaya-Profils dar. Belemniten fehlen dieser Folge dagegen völlig. Auch das Biskaya-Synklinorium dürfte aus einem Intraschelf-Becken hervorgegangen sein.

3.4.3 Deva-Synkline
(Abb. 12)

Die Deva-Synkline stellt die nördlichste der etwa NW-SE-streichenden Synklinen dar (Abb. 1–4), von der allerdings nur der Südteil im Küstenbereich der Provinzen Guipúzcoa und Vizcaya onshore erhalten ist. Abb. 12 zeigt die hier interessierende Profilfolge.

3.4.3.1 Megasequenz 2, oberer Teil = Maximaltransgression

Schon im Alb, also im tieferen Teil der Megasequenz 2, weicht die Sedimentation in der Deva-Synkline deutlich von der Sedimentation der südlichen Becken ab (vgl. Abschn. 3.4.1). Sie besteht hier aus mehrere 100 m mächtigen Prodelta-Tonen und -Silten, in die sandige Prodelta-Turbidite eingeschaltet sind. Gelegentlich treten mächtige Rutschhorizonte hinzu, die einige 10er m mächtig sind und mehrere 100 m Längsausdehnung besitzen (z. B. Raum Deva). Bei Ondarroa schalten sich im Küstenbereich Konglomerate und Brekzien des Oberalb ein (Voort 1964), die als Innerfan-Bereich betrachtet werden können. Die Größe der Komponenten schwankt zwischen wenigen cm und mehreren m. Slumping-Strukturen und Debris-Flows sind häufig. Die Komponenten bestehen aus Quarziten, Kristallin-Material, Lyditen, Sandsteinen, Tongallen und Karbonaten (Abb. 12.1). In einzelnen Lagen sind karbonatische Fossilien (z. B. Korallen, Sklerospongier, Orbitolinen u. a.) direkt in die Matrix eingelagert. Die Schüttungsrichtung dieser Konglomerate weist von N nach S. Als Liefergebiet bieten sich zwei Möglichkeiten an: (1) Herkunft von einem Basement-Hoch (vgl. Le Danois-Bank vor Asturien, Abb. 6b), das in den heute verschuppten Schelf, vor der nordspanischen Küste einbezogen wurde, oder (2) Herkunft vom Landes-Block im NE (Abb. 5a).

Im Turon folgen planktonreiche pelagische Kalke (Aichurri-Kalk, Herm 1965). Das Maximum der Transgression fällt mit einem Minimum des silikoklastischen Einflusses zusammen und damit auch mit dem Ende dieser Megasequenz.

3.4.3.2 Megasequenz 3 = 1. Regressions- und Kompressionsphase

In die überlagernden Mergel des Coniac und Santon schalten sich zunächst vereinzelt, dann verstärkt Turbidite (Abb. 12.2) ein. Seine maximale Entwicklung und das Maximum silikoklastischen Einflusses erreicht dieser „Oberkreide-Flysch" im Oberen Campan. Die Schüttungen sind NE-SW orientiert (D. Richter 1964, Kruit et al. 1975).

3.4.3.3 Megasequenz 4 = 2. Regressions- und Kompressionsphase

Das Maastricht ist wiederum in Form pelagischer Kalke und Mergel entwickelt, in die sich nur im Obermaastricht vereinzelte sandige Turbidite einschalten. Unteres Paläozän liegt in der Fazies roter pelagischer Kalke vor, wobei die Rotfärbung nach Hanisch (1978) von Diapir-Aufbrüchen stammt. Es wird im höheren Paläozän und Eozän von mächtigen Turbiditen des „Tertiär-Flyschs" abgelöst. Damit endet hier die Megasequenz 4, jüngere Sedimente sind nicht bekannt (Kruit et al. 1975, van Vliet 1978).

DEVA

Mikrofazies | Lithologie | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | sed. Zykl. | Zeit

Plankt. Foram.-Wackestone

Plankt. Foram.-Packstone

Grobkörniger Turbidit

Floatstone

Ms 4

Megasequenz 3

Ms 2

Tertiär

Maastr.

Campan

Coniac Santon

Tu.

Cen.

Alb

200 m

Abb. 12. Mittelkreide/Alttertiär-Profil der Deva-Synkline. Ziffern 1–6 s. Abb. 8.

Auffallend ist die sehr hohe Planktonführung der Maastricht/Paläozän-Mergel und -Kalke (Abb. 12.3, 12.4) und eine relative Häufigkeit pelagischer Megafossilien im Maastricht (Inoceramen, Ammoniten). Der kritische Faunen/Florenschnitt an der Kreide/Tertiärgrenze ist im Profil von Zumaya (Prov. Guipúzcoa) bestens zugänglich und mehrfach untersucht (Herm 1965, Wiedmann 1969). Planktonische Foraminiferen und Ammoniten zeigen in den letzten Profilmetern des Maastricht deutliche Anzeichen von ökologischem Streß (Zwergwuchs, aberrantes Wachstum), für den es jedoch in der kontinuierlichen Beckenfazies im Grenzbereich Kreide/Tertiär keinerlei Hinweise gibt.

Vor allem aber weicht die Deva-Synkline in ihrer Sedimentations- und Subsidenzgeschichte deutlich von den südlich anschließenden Becken ab. Offen-marine Becken-Sedimentation blieb hier praktisch während der gesamten Oberkreide und des Alttertiärs konstant erhalten (Abb. 12). Erst die allen Bereichen gemeinsame post-eozäne pyrenäische Orogenese hat dann auch hier das plötzliche Ende der marinen Sedimentation herbeigeführt und auch dieses Becken über die Küstenlinie angehoben.

Die recht unterschiedliche Subsidenzgeschichte von Vitoria-Becken, Biskaya-Synklinorium und Deva-Synkline, die in sehr unterschiedlichen Fazien zum Ausdruck kommt, deutet auf eine Trennung dieser Becken zumindest ab Alb durch Schwellenbereiche (Basement-Hochs) hin. Dies wird durch unterschiedliche Richtungen des Sedimenttransports bestätigt. Wie bereits zuvor erwähnt, haben sich die Schwellen als Basement-Hochs schon in einem frühen Stadium der Grabenbildung etwa an der Jura/Kreidegrenze gebildet. Das Kippschollen- und Horst/Graben-Relief des originären Graben- und späteren Kontinentalrandes hat damit die Sedimentationsgeschichte dieses Randes bis hin zur Orogenese maßgeblich mitbestimmt.

3.4.4 Becken von Altnavarra (Abb. 13)

Eine Sonderstellung nimmt das Becken von „Altnavarra" (Wiedmann 1962a, 1962b, 1980a) oder Estella (Abb. 13) in seiner marinen Kreide-Entwicklung ein. Obwohl auch die verstärkte Subsidenz dieses Beckens mit Kippschollen-Tektonik (Reitner 1982) und damit der Öffnung des Biskaya-Ozeans in Verbindung gebracht werden kann, spielt der Diapirismus bei der Entwicklung dieses Beckens eine besonders große Rolle. Die marine Entwicklung beginnt hier im Mittelalb, also mit Megasequenz 2, und ist in ihrem Fortgang insbesondere von den Diapiren Maestu im W und Estella im E beeinflußt (Abb. 2, 3).

Der Estella-Diapir wurde im Detail von Pflug (1967) untersucht, Beiträge zur Stratigraphie von Estella-Kreide und -Alttertiär lieferten Mangin (1960), Wiedmann (1960, 1962a, 1980a), Ramirez del Pozo (1971), Wiedmann & Kauffman (1978), Lamolda et al. (1981).

3.4.4.1 Megasequenz 2 = Maximaltransgression

Die marine Sedimentation setzt im höheren Mittelalb mit einer 700 m mächtigen Folge von Sandsteinen, Siltsteinen und Kalkareniten ein. Eine parrezifale Fauna mit Mesorbitolinen (*M. texana:* Abb. 13.1), solitären Korallen, Austern, regulären und irregulären Echiniden und Krebsresten deutet auf eine proximale Delta- und Prodelta-Fazies hin. Eine hermatype Riffauna konnte sich wegen des starken terrigenen Einflusses nicht entwickeln.

Im tieferen Oberalb (mit *Hysteroceras orbignyi)* wird diese Fazies von Prodelta-Tonen und -Silten mit eingeschalteten Sideritknollen abgelöst. Diese Sedimentation hält bis ins Untercenoman (mit *Mantelliceras hyatti)* an und erreicht eine Mächtigkeit von 1100 m.

Erst im Mittelcenoman erfolgt dann eine rasche Abnahme des klastischen Anteils. Tonige Mergel bilden eine Calcisphären-Spiculae-Wackestone-Fazies, die eine diverse pelagische Fauna enthält, insbesondere planktonische Foraminiferen *(Rotalipora cushmani)*, Ammoniten *(Euomphaloceras inerme)* und Inoceramen. Das Obercenoman ist in Form karbonatdominierter Kalk/Silt-Turbidite (Ta, Tab, sensu Piper 1978) als „Flysch à boules" entwickelt. Die weiterhin zunehmende Subsidenz wird im hohen Planktonanteil der Mikrofauna deutlich *(Rotalipora cushmani, Whiteinella archaeocretacea)*. Ammoniten *(Metoicoceras geslinianum, Calycoceras* cf. *paucinodatum)* dominieren weiterhin in der Megafauna. Die Gesamtmächtigkeit des Cenoman erreicht 1000 m.

Die gleiche Litho- und Biofazies setzt sich ins Unterturon hinein fort *(Vascoceras* sp., *Jeanrogericeras binicostatum, Schindewolfites ganuzai, Mytiloides opalensis, M. mytiloides, Whiteinella archaeocretacea)*. Demgegenüber entwickeln sich die dunklen, tonigen Mergel des Mittel/Oberturons durch allmähliche Abnahme der Kalkbänke als Calcisphären-Packstone-Fazies (Abb. 13.2). Die maximale Entwicklung pelagischer Faunen (Calcisphären, planktonische Foraminiferen: *Praeglobotruncana helvetiva, Marginotruncana schneegansi,* Ammoniten: *Fagesia, Neoptychites, Pseudaspidoceras armatum, Romaniceras inerme* und Inoceramen: *Mytiloides subhercynicus, M. hercynicus)* deuten auf maximale Transgression und Wassertiefe im Oberturon hin (Wiedmann 1960, 1964, 1980a). Die Gesamtmächtigkeit des Turon beträgt etwa 200 m.

Von Interesse ist, daß im höheren Turon gleichzeitig auch eine deutliche Verschiebung im Spektrum der benthonischen Foraminiferen erkennbar ist: Während bisher die Kalkschaler dominierten, überwiegen nun Sandschaler bei gleichzeitiger Änderung des Artenspektrums. Dieses ist auf primitive Vertreter der Trochaminiden, Textulariiden und Ataxophragmiiden beschränkt. Kalkschaliges Benthos und Planktonten können außerdem Anlösungserscheinungen zeigen, d. h. Absenkung bis an oder sogar unter CCD kann angenommen werden.

Für eine starke Zunahme der Subsidenz im höheren Teil der Megasequenz 2 des Beckens von Altnavarra sprechen außerdem folgende Trends der organischen Entwicklung: (1) Ablösung der ungekielten Formen bei den planktonischen Foraminiferen zunächst durch einkielige, später durch doppelkielige Formen mit hohem Gehäusequerschnitt (Hart & Bailey 1979); (2) Vormacht „borealer" Gattungen gegenüber mediterranen Formengruppen bei den Ammoniten (Wiedmann 1975, 1976, 1980a) und (3) Häufigkeit der gleichfalls als „boreal" geltenden Inoceramen gegenüber Austern. Gleichwohl fehlen aber auch hier die Belemniten völlig.

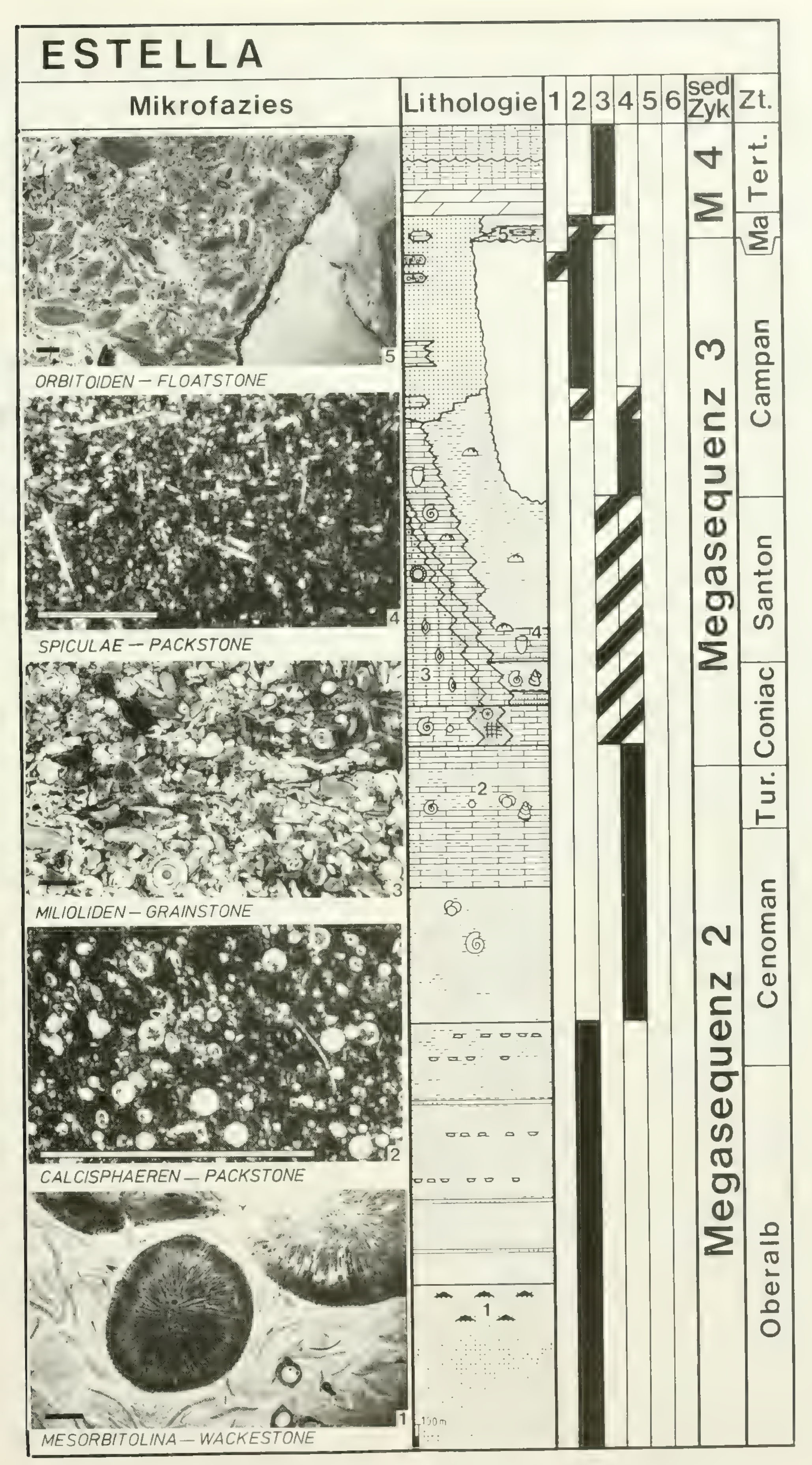


Abb. 13. Mittelkreide/Alttertiär-Profil des Estella-Beckens. Ziffern 1–6 s. Abb. 8.

3.4.4.2 Megasequenz 3 = 1. Regressionsphase, hier Diapirismus

An der Turon/Coniacgrenze, die durch die Gattungen *Romaniceras* und *Barroisiceras* eingegrenzt werden kann, ist kein wesentlicher fazieller Unterschied gegenüber dem liegenden Turon erkennbar. Allerdings läßt die benthische Mikrofauna (Regeneration des kalkigen Benthos und Vorherrschen der Ataxophragmiiden) den Beginn einer regressiven Sequenz erkennen. Diese Entwicklung wird im Verlauf des Coniac durch eine deutliche Zunahme der Karbonat-Sedimentation manifest. Im Mittelconiac kommt es zu einer raschen Faziesänderung durch die Ausbildung einer etwa 170 m mächtigen flachmarinen Karbonatplattform, die ein Korallen/Rudisten-Bioherm darstellt. Die Entwicklung dieser nur lokalen Plattform steht in klarem Zusammenhang mit dem Aufstieg der Diapire von Estella und Maestu (Abb. 14, Abschn. 4). Schüttungen einer Mikrobrekzien-führenden Packstone-Fazies mit restriktivem Faunencharakter in randliche Becken-Bereiche deuten eine beginnende Reliefversteilung an. Im Hangenden der Kalke verstärkt sich die mit dem regressiven Charakter dieser Sequenz verknüpfte Faziesdiversität weiterhin.

Im Südteil des Estella-Beckens, bei Oteo, setzt sich die regressive Entwicklung konsequent fort. Dies führt hier zur Bildung eines Schwellenbereichs, der bis ins unterste Untercampan hinein persistiert. Demgegenüber entwickelt sich im NE-Teil von Altnavarra, bei Zudaire, eine transgressive Phase der Sedimentation heraus, die während des Obersanton durch eine Faunenassoziation des oberen Bathyals gekennzeichnet ist (*Dicarinella* u. a. Planktonten).

Die Schwellensedimente im S bestehen im Zeitraum Oberconiac-Mittelsanton aus quarzreichen Milioliden-führenden Grain- und Rudstones (Abb. 13.3). Diese flachmarinen Karbonatsande wurden teilweise im vadosen Bereich zementiert und stellen z. T. Barren am Plattformrand dar. Für das Obersanton ist hier eine Gastropoden- und Milioliden (*Lacazina elongata*)-führende Floatstone-Fazies charakteristisch, die einen lagunären Faziesbereich repräsentiert. Insgesamt betrachtet, fällt die Fauna durch deutlich geringere Diversität auf, ein Fehlen hermatyper Organismen und eine große Densität bei den Milioliden. Diese Faktoren weisen in ihrer Gesamtheit auf Extrembiotope hin, wie sie in restriktiven Lagunen und hypersalinen Bereichen anzutreffen sind.

Die Schüttungen dieser Schwelle lassen sich bis in den NE-Teil des Beckens verfolgen. So stellen die Kalkbänke des Oberconiac (als Spiculae-Packstones: Abb. 13.4) und die untersantone Kalk/Mergel-Wechselfolge in diesem Bereich den distalen Teil dieser Schüttungen dar. Im hangenden Obersanton entwickelt sich hier eine monotone Folge dunkler Mergel; Campan existiert in diesem Beckenbereich nicht (Abb. 13).

Demgegenüber erreicht das Campan im W' Teil des Altnavarra-Beckens Mächtigkeiten von bis zu 1400 m. Faziell läßt es sich in drei Einheiten gliedern: Auf knollig verwitternde Kalke (Spiculae-Wackestones) und Mergel mit reicher Schwamm-, Echiniden- und Lamellibranchiatenfauna des Untercampan folgt zunächst ein gebankter Kalkarenit-Komplex (aus Orbitoiden-Peloidpack/grainstones), der mit *Orbitoides media* und *Siderolites vidali* unterem Obercampan entspricht. Dieser wird im höheren Obercampan von tonigen Feinsanden, Tonen und kieseligen Sandsteinen eines aus SW progradierenden Deltas abgelöst, das auch hier das Maximum der Regression charakterisiert (vgl. Abschn. 3.4.1). Resedimentierte Triasgerölle des extrudierenden Maestu-Diapirs sind im höheren Campan häufig.

Wie bereits erwähnt (Abb. 13), keilt das Campan nach NE rasch aus und fehlt im Raum von Zudaire bereits völlig. Allerdings dürfte hier zusätzlich zum primären Ausdünnen der Schichtfolge noch eine Erosionsdiskordanz des transgressiven Obermaastricht hinzukommen. Beide Phänomene sind als Folge des endgültigen Aufstiegs des Estella-Diapirs zu sehen.

3.4.4.3 Megasequenz 4 = 2. Regressions- und Kompressionsphase, hier anhaltender Diapirismus

Das im gesamten Becken von Altnavarra vorhandene, etwa 80 m mächtige Maastricht besteht im W' Beckenteil aus kalkigen und kieseligen Sedimenten, die wiederum Triasgerölle führen. Diese klastische Sedimentation verzahnt sich ostwärts mit einer mehr karbonatischen Fazies. So besteht das im E' Beckenbereich diskordant dem Santon auflagernde Obermaastricht aus gebankten Flachwasser-Kalkareniten (Orbitoiden-Grain/Rud/Floatstones: Abb. 13.5) mit einer reichen Orbitoidenfauna (*Orbitoides apiculata, Omphalocyclus macroporus, Lepidorbitoides socialis, Clypeorbis mamillata, Siderolites calcitrapoides*), mit Bryozoen, regulären Echiniden und Algen. Diese Kalke stellen ebenfalls wieder Schüttungen vom Diapirdach des aufsteigenden Estella-Diapirs dar. Sie werden überlagert von weiteren kalkigen Sandsteinen und siltigen Mergeln, mit denen das Maastricht endet. Hierüber folgt konkordant im gesamten Beckenbereich der Paläozän-Dolomit (vgl. auch Abschn. 3.4.1). Nummuliten/Alveolinen-Kalke des Mitteleozän stellen nochmals einen transgressiven Puls im Bereich der Megasequenz 4 dar, die mit höherem Eozän endet und auch hier diskordant von Konglomeraten des Oligozän überlagert wird. Dies entspricht auch hier der Basis der postorogenen Megasequenz 5.

Die hier behandelte Entwicklung des Beckens von Altnavarra läßt sehr deutlich den Einfluß des Salzdiapirismus auf den sedimentären Ablauf und die Subsidenzgeschichte am basko-kantabrischen Kontinentalrand erkennen. Sie hat damit repräsentative Bedeutung für zahlreiche andere Bereiche des Basko-Kantabrikums, in denen Diapirismus eine zwar nicht synchron vergleichbare, aber doch analoge Rolle gespielt hat (vgl. wiederum Abschn. 3.4.1). Auf die Bedeutung dieses Diapirismus wird daher im folgenden Kapitel gesondert eingegangen.

Hier bleibt so viel festzuhalten, daß die Tendenzen der Subsidenz-Entwicklung, d. h. der transgressive Charakter der Megasequenz 2, der regressive Trend der Megasequenzen 3 und 4, auch in der Diapir-bestimmten Entwicklung des Estella-Beckens angedeutet sind, aber im Detail vielfach vom Diapirismus überprägt werden. Dies mag bereits für die am S-Rand des basko-kantabrischen Schelfs nicht zu erwartende, ungewöhnlich starke Subsidenz während der gesamten Megasequenz 2 gelten. Diese kann zwar durch verstärkte Kippschollen-Tektonik und die Bildung eines Halbgrabens (Reitner 1982, Abb. 5) erklärt werden, zusätzliche Salzabreicherung im Untergrund ist jedoch ebenso wahrscheinlich.

Die aus der Entwicklung von Diapirdächern abzuleitenden Sonderfazien der höheren Oberkreide beschleunigen und ver-

stärken zwar den regressiven Charakter der Megasequenz 3, die sich gleichzeitig eintiefenden Diapir-Randsenken mit extremen Mächtigkeiten und transgressiver, pelagischer Fazies- und Faunenentwicklung verlaufen diesem Trend jedoch entgegen. Ebenso müssen hier auch Erosionshiaten – wenigstens zum Teil – mit Diapirbewegungen in Verbindung gebracht werden. Auch die organische Entwicklung paßt sich dieser Sonderentwicklung an. Das bedeutet aber auch, daß das Bekken von Altnavarra während seiner gesamten marinen Entwicklung ab Mittelalb über die N' Schwellenregionen der Barranca, der Aitzgorri- und Arno-Antiklinen mit dem offenen Biskaya-Ozean in Verbindung gestanden haben muß.

4. DIAPIRISMUS UND SUBSIDENZ DES BASKO-KANTABRIKUMS

(Abb. 3, 14, 15)

Bedeutung und Rolle des Salzdiapirismus am Bau der atlantischen Kontinentalränder ist seit langem bekannt (Mascle 1977). Nirgends ist dieser Diapirismus jedoch unter so günstigen Aufschlußbedingungen unmittelbar analysierbar, wie im Bereich der Basko-kantabrischen Ketten. Lotze (1955) hat dies erstmals erkannt und auf Zusammenhänge mit alten Störungssystemen (Diapirzone Dax-Estella) einerseits und der Sedimentauflast andererseits (Lage der Diapirkette Villasana d. M.-Orduña-Maestu-Estella parallel zu Maximalmächtigkeiten der tieferen Oberkreide) hingewiesen. Brinkmann & Lögters (1967) legten eine erste umfangreiche Materialsammlung mit Detailstudien an Einzeldiapiren vor, die die Bedeutung älterer (z. T. herzynischer) Störungssysteme noch unterstrich (Pflug 1967), aber gleichzeitig auch fazielle Sonderentwicklungen durch Diapirbewegungen erkennen ließ, bis hin zum Nachweis erster Keuper- und Salinareruptionen im Campan (v. Stackelberg 1967). Wiedmann (1980a) hat die Bedeutung des Diapirismus für die Entwicklung des basko-kantabrischen Kreidebeckens erneut hervorgehoben, frühe Diapirbewegungen bereits im Alb und Coniac vermutet und gleichzeitig (op. cit., Abb. 8; hier Abb. 3) auf Zusammenhänge mit NW-SE-streichenden (untergeordnet auch NE-SW-orientierten) tektonischen Strukturen hingewiesen. Neuere Untersuchungen lassen erkennen, daß es sich hierbei nahezu generell um Randstörungen des Kontinentalrandes und seiner Kippschollen handelt (Reitner 1982, Wiedmann 1982a, 1982b). Gleichzeitig wird deutlich, daß nicht allein die Sedimentauflast die Salzbewegung verursacht hat, sondern daß im Gegenteil Salzabwanderung zu den Randstörungen zur Bildung von Halbgräben auf den Kippschollen führte und damit gleichzeitig zu erheblicher lokaler Subsidenz und Sedimentation.

Neue Untersuchungen bestätigen und präzisieren diese Vorstellungen und liefern wesentliche weitere Details über die Zusammenhänge von Tektonik, Subsidenz und Diapirismus am basko-kantabrischen Kontinentalrand. Als besonders interessant erwiesen sich das Studium des Caniego-Riffs am Diapirrand bei Villasana de Mena (Reitner 1982) und die Genese des Estella-Diapirs (Schwentke 1983). Ihr Studium zeigt, daß zwar eine ± kontinuierliche Salzbewegung während der gesamten Oberkreide angenommen werden kann, daß diese aber trotzdem zu Zeiten tektonischer Maxima („austrisch", „prägosavisch", „subherzynisch"/„intragosavisch", pyrenäisch) gleichfalls kulminiert hat.

4.1 DER CANIEGO-KALK ALS DIAPIR-RIFF (Abb. 14)

Aufsteigende Salzdiapire können in ± deltaischen Environments Hochgebiete bilden, auf denen sich Flachwasser-Organismen in Form von Pinnacle-Riffen ansiedeln können. Während dieses Vorganges kann das Diapirdach aufbrechen und ein zentrales Lagunen-Becken entstehen, das mit Ton und Salinar stark verunreinigt wird. So können sich Diapir-Atolle mit recht spezifischen Faunen/Floren-Gesellschaften bilden. Rezente Beispiele liefert der Schelf der U.S. Golfküste und Mexikos (Poag 1972, Rezak 1977).

Zwischen Villasana d. M. im W und Alsasua im E findet sich auf einer W-E-orientierten Linie eine Kette von post-urgonen Riffen des höheren Alb (vgl. Abschn. 3.3). Seit längerem interessierte die Frage, ob es sich hierbei eventuell um die Dächer von Diapirembryonen handeln könnte. Reitner (1980, 1982) hat diese Frage für die im E gelegenen Riffe negativ beantwortet und für ihre Entstehung ein Kippschollen-Hoch verantwortlich gemacht. Dies trifft jedoch für das am Diapirrand von Villasana de Mena gelegene Caniego-Riff nicht zu (Schröder 1980). Hier ist der Zusammenhang mit der Bildung einer ersten Diapirbeule im höheren Alb deutlich (Abb. 14). In der klastischen Grundsedimentation des Supra-Urgons ist hier eine Karbonatlinse von etwa 2,5 km ∅ sedimentiert worden. Sie zeigt eine deutliche Zonierung, die die Rekonstruktion eines Atolls ermöglicht: Debris-Flows im distalen Vorriff-Bereich, ein wahrscheinlicher Riffkern mit einer Skleraktinier-Stromatoporen-Algen-Boundstone-Fazies und einer folgenden Acanthochaetetes-Wackestone-Fazies und schließlich eine zentrale Lagune mit einer Rudisten-Loferit-Fazies. Autigene Quarze und Keupersedimente in den Riffkarbonaten deuten auf einen ersten Diapiraufbruch hin. Dabei handelt es sich um eines der ältesten Diapir-Ereignisse im basko-kantabrischen Raum, das gleichzeitig einen Zusammenhang mit der bereits erwähnten „austrischen" tektonischen Aktivität vermuten läßt.

Zu erneuter verstärkter Diapirbewegung durch den Villasana-Diapir dürfte es im Grenzbereich Turon/Coniac gekommen sein, an der es noch einmal zur lokalen Entwicklung von Riffkarbonaten gekommen ist (Blank 1983). Die bereits von Lotze (1960) beobachtete Mächtigkeitszunahme insbesondere des Cenoman unmittelbar N' des Diapirs dürfte auf die Herausbildung einer Diapir-Randsenke zurückzuführen sein.

Diapir-Riff-Plattformen sind im basko-kantabrischen Becken vom tieferen Apt an (Mutiloa-Plattform, vgl.

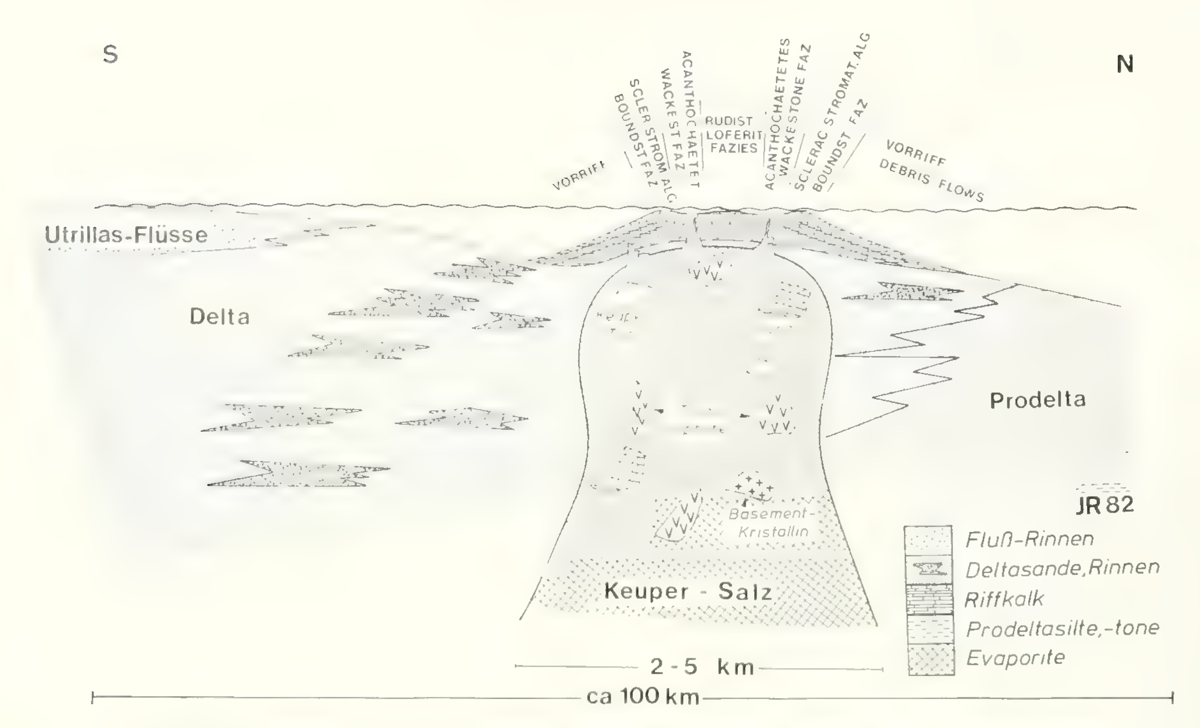


Abb. 14. Entstehung und Faziesmodell des Caniego-Riffkalkes am Villasana de Mena-Diapir (aus Reitner 1982).

Abschn. 3.2) bis ins höhere Campan (Murguía-Diapir, vgl. Abschn. 3.4.1.2) zu beobachten. Meist sind jedoch nur die entsprechenden Schüttungskörper erhalten. Eine Ausnahme stellt der Oro-Kalk im Diapir von Murguía dar (v. Stackelberg 1967), der noch in seiner ursprünglichen Struktur und Lage als ehemaliges Diapirdach erhalten ist (Abb. 3).

4.2 ENTWICKLUNG DES ESTELLA-DIAPIRS (Abb. 15)

Bis ins Turon unterscheidet sich die Fazies-Entwicklung des Altnavarra-Profils (Abb. 13) nicht wesentlich von der der angrenzenden und ebenfalls mit der Öffnung der Biskaya zusammenhängenden Becken. Ab Coniac läßt sich dagegen eine eigene Becken-Entwicklung erkennen, die von der Halokinese stark beinflußt ist.

Es ist anzunehmen, daß die Keupersalze bereits in der Mittelkreide mobilisiert und im späteren Diapirbereich akkumuliert wurden. Ab Mittelconiac (Abb. 15a) kommt es auf diese Weise zu einem lokalen Doming oder „Salzkissenstadium" (Trusheim 1957). Dies führt, obwohl im zentralen Biskaya-Ozean das Spreading noch anhält, zur Schwellenbildung und schließlich zur Entwicklung einer lokalen Karbonatplattform. Die Auflast dieser Plattform führt im Oberconiac und Santon (Abb. 15b) zur Salzabwanderung in W-Richtung, womit sich synchron auch die Plattformbildung nach W verlagert. Gleichzeitig sinkt der E' Beckenanteil durch „Massenschwund" (Trusheim 1957) ab und erreicht Wassertiefen des Außenschelfs. Im W bildet sich dagegen die Hornillos-Atauri-Antikline als neuer Schwellenbereich heraus. Sie ist das Produkt der intrudierenden Salze der Diapire von Maestu und Santa Cruz de Campezo (Abb. 3). Dieser letztere ist wahrscheinlich nicht extrudiert, aber durch BOUGUER-Anomalie nachgewiesen (Carreras Suarez et al. 1978).

Im Obersanton werden im Diapirdach bereits Verhältnisse des Intertidals bis flachen Subtidals erreicht. Die Aufstiegsbewegungen sind von Schüttungen begleitet, die sich mit den Beckensedimenten verzahnen.

Im Campan entwickelt sich das „Diapirstadium" im W-Teil des Beckens weiter. Im Obercampan kommt es erstmals zur Extrusion von Keupermaterial, das zusammen mit mächtigen Campan-Sedimenten in sekundären Randsenken sedimentiert wird (Abb. 15c).

Infolge der Mechanik des Salzaufstiegs und durch gesteigerte Salzmobilität kommt es – zusammen mit synchroner Kompressionstektonik im Obercampan und an der Kreide/Tertiärgrenze – zu Salzaufstieg im E' Beckenteil, zur Salzabwanderung nach SE (Zufía-„Halbdom") und schließlich im Eozän zum definitiven Durchbruch des Estella-Diapirs (Pflug 1967). Auch diese Bewegungen sind von Schüttungen vom Diapirdach begleitet.

Ursache der großen Mächtigkeitsschwankungen im Campan des Beckens von Altnavarra ist die Salzbewegung. Der sich nach SE verlagernde Salzaufstieg (Abb. 15d) führt im Maastricht zur Reduktion dieser Schichten, teilweise zur Erosion des Liegenden. Währenddessen werden im W mächtige Delta-Sedimente in Randsenken abgelagert. Gleichzeitig verlagert sich mit fortschreitender Salzwanderung die Küstenlinie weiter nach S, bis schließlich Maastricht im W auf Campan, im E auf Santon transgrediert.

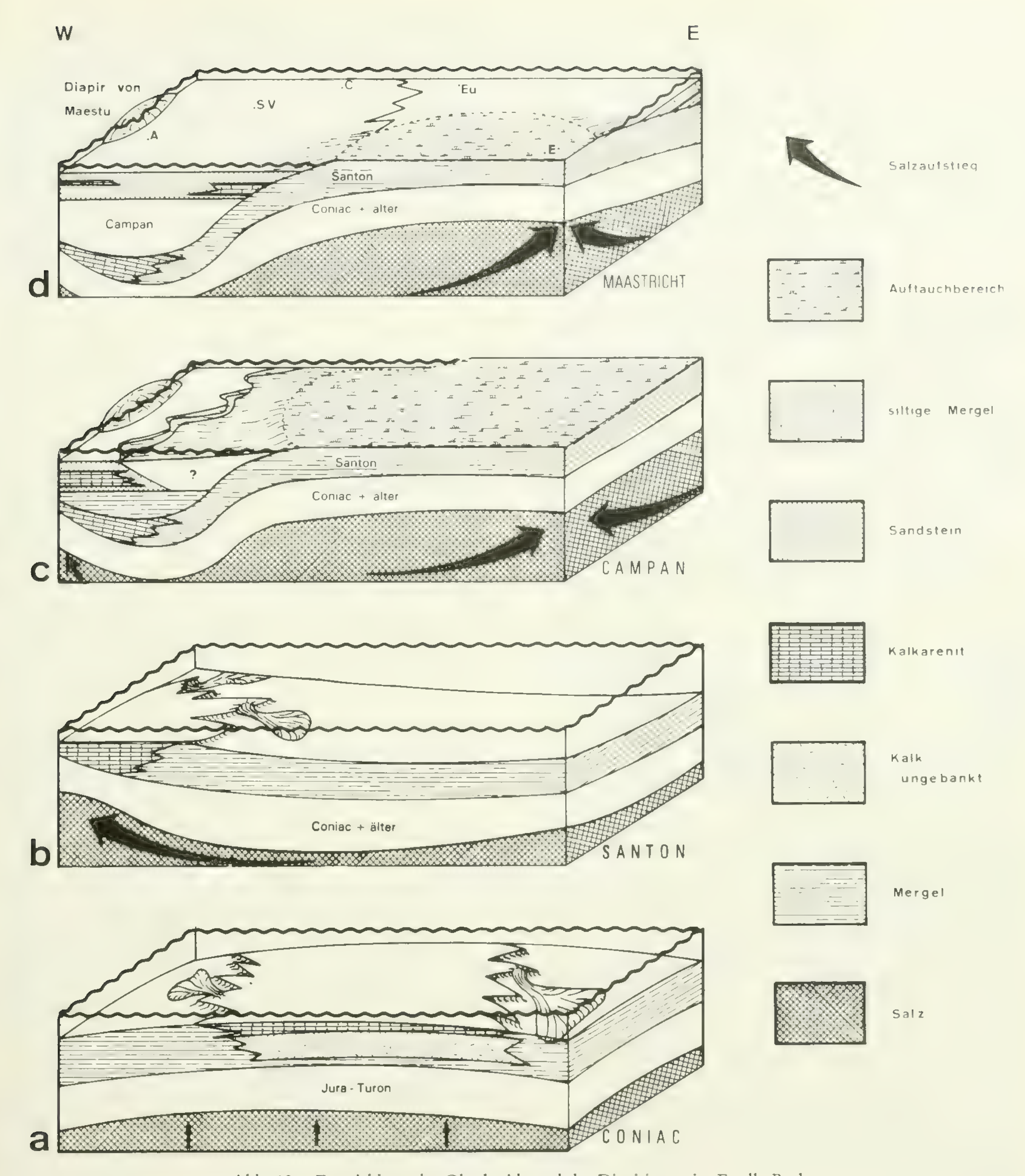


Abb. 15. Entwicklung der Oberkreide und des Diapirismus im Estella-Becken.

Auch in der Diapir-bestimmten Subsidenzgeschichte des Beckens von Estella sind damit (Abb. 13, 16) die transgressiven und regressiven Grundtendenzen der Sedimentation der Megasequenzen 2–4 in gleicher Weise entwickelt, wie auch in den übrigen Oberkreidebecken. Die regressiven Trends werden sogar durch die Entwicklung der Diapirdach-Karbonate noch verstärkt. Allerdings wird das einheitliche Bild durch die nicht konforme Subsidenz von Diapir-Randsenken verfälscht. In Diapirbereichen kann damit der normale Subsidenzverlauf eines Beckens lokal erheblich abgewandelt werden.

Die Bestandsaufnahme der Diapirdach-Sonderfazien und aller Diapir-Extrusionen ist noch nicht abgeschlossen; aber schon aus den bisherigen Untersuchungen wird deutlich, daß die erkennbaren Maxima von Diapirbewegungen mit entsprechenden Maxima tektonischer Bewegungen am basko-kantabrischen Kontinentalrand zusammenfallen. Diese Maxima liegen im Alb („austrisch"), im Grenzbereich Turon/Coniac („prägosavisch"), im Campan („Subherzynisch"/„intragosavisch") und schließlich im Eozän/Oligozän-Grenzbereich, d. h. zur Zeit der pyrenäischen Orogenese.

5. VERGLEICHENDE SUBSIDENZGESCHICHTE

(Abb. 16–18)

Die vorangehende Diskussion hat verdeutlicht, daß auch die Subsidenz-Entwicklung am basko-kantabrischen Kontinentalrand diskontinuierlich abläuft und daß dabei ähnliche Stadien oder Phasen durchlaufen werden, wie an den Rändern des zentralen Nordatlantik oder am Südatlantik (JANSA & WIEDMANN 1982, WIEDMANN 1982a, 1982b). Dies ist insofern interessant, als Nordatlantik, Südatlantik und Biskaya – und damit auch ihre kontinentalen Ränder – unterschiedliches Alter besitzen.

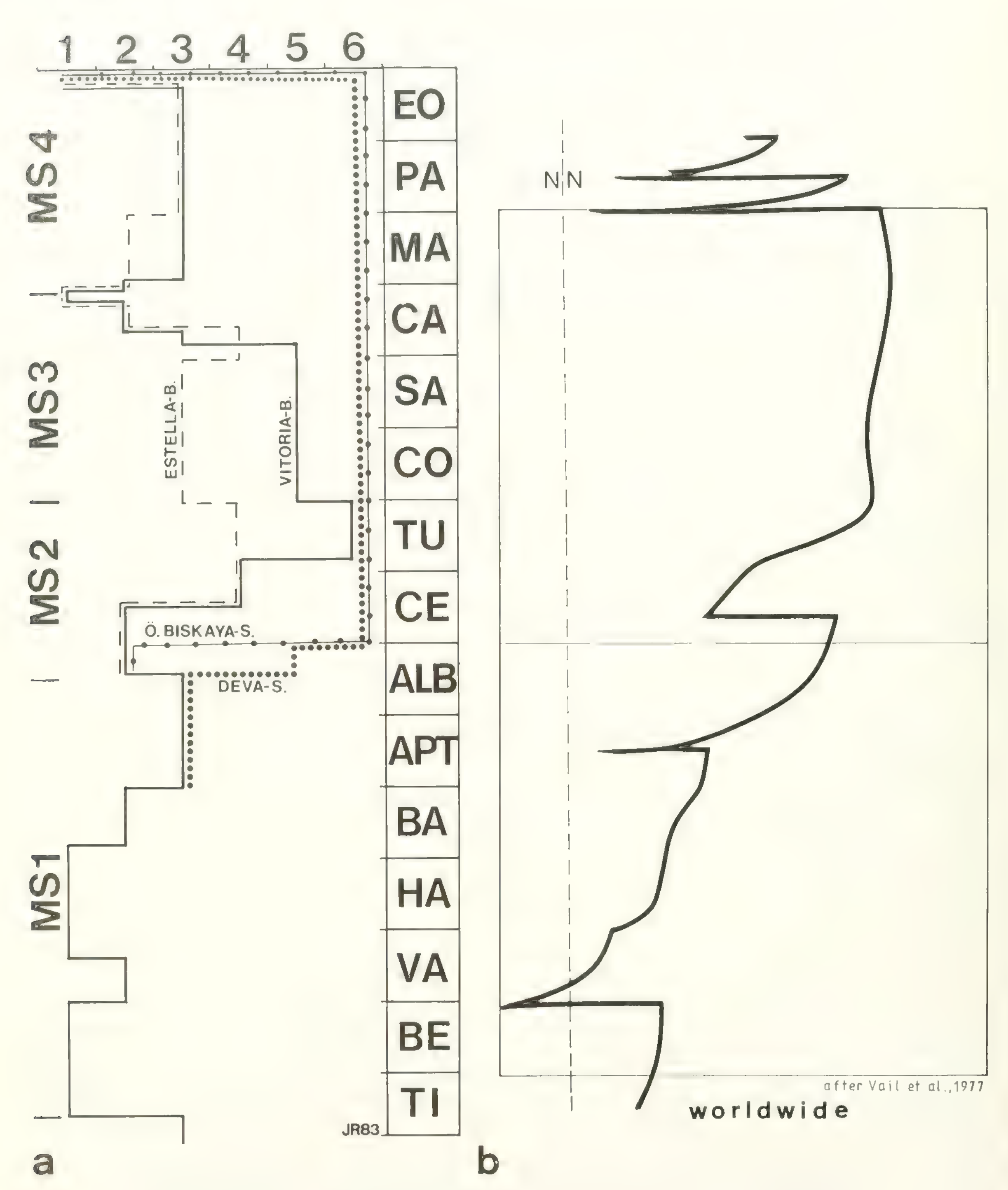


Abb. 16. Vergleich der basko-kantabrischen Environmentkurven (a) mit der Kurve globaler Meeresspiegelschwankungen (b) (b nach VAIL et al. 1977).

Um einen möglichst objektiven Vergleich zu ermöglichen, wurde bei der Behandlung des Biskaya-Südrandes neutral von tektono-faziellen Großeinheiten, hier Megasequenzen, ausgegangen. Diese ermöglichen nicht nur einen objektiveren Vergleich, sondern zugleich eine bessere Beschreibung der Subsidenz-Phasen, mit denen sie weitgehend zusammenfallen. Vor allem wurde Wert darauf gelegt, die Abhängigkeit dieser Sequenzen von Tektonik, Subsidenzgeschwindigkeit, eustatischen Meeresspiegelschwankungen und nicht zuletzt auch von der Sedimentzufuhr zu beschreiben und soweit möglich auch den Faunen- und Florenrespons zu berücksichtigen.

Dabei sind natürlich (1) die Rifting- und Spreading-Geschichte der Biskaya und die resultierende Rotation der Iberischen Platte und (2) die jeweilige Tiefenlage des Untersuchungsgebiets auf dem Schelf von einiger Bedeutung.

So wurde zunächst ein eigenes Modell für die Geodynamik des Biskaya-Raumes während Kreide und Alttertiär entwikkelt und zur Grundlage der weiteren Diskussion gemacht. Bei dieser wurden – wo erforderlich – Tröge mit eigener Subsidenzgeschichte separat behandelt. Das Ergebnis ist aus Abb. 16a ablesbar, in der die rekonstruierten Environments für die Einzelbecken gesondert aufgetragen wurden und z. T. erhebliche Abweichungen erkennen lassen. Dies trifft besonders für Oberkreide und Alttertiär zu, während die Unterkreide im Untersuchungsgebiet von einem einheitlichen Subsidenztrend beherrscht ist.

Nachzutragen ist hier, daß sich zwei wichtige Subsidenz-Phasen des frühen Rifting bereits im Altmesozoikum abspielten, u. zw. zunächst in Zusammenhang mit der frühen Grabenbildung des Nordatlantik. Es sind dies

1. das frühe Grabenstadium (Abb. 18 A) mit der Ablagerung von kontinentalen Redbeds (Perm-Trias) und der In/Extrusion alkaliner Magmen (Obertrias-Lias) und

2. die Evaporit-Phase mit der Sedimentation mächtiger Salze, Gipse, Anhydrite und Dolomite (Keuper und Unterlias: Abb. 18B). Diese Salze spielen vor allem während der Oberkreide-Entwicklung des Basko-Kantabrikums eine wesentliche Rolle (Abb. 18E–G).

Im überwiegend epikontinentalen, ab Callovium sogar regressiven Jura hat sich das Rifting im Biskaya-Graben nicht fortgesetzt. Vor allem hat sich die im Südatlantik ausgeprägte und an die Evaporit-Phase anschließende

3. Schwarzschiefer-Phase mit euxinischer Becken-Entwicklung (Wiedmann 1982c, Abb. 4) in der Biskaya nicht ausbilden können, es sei denn, die Ölschiefer-Sedimentation im basko-kantabrischen Pliensbach (Dahm 1966) entspricht dieser Phase der Ozeanisierung. Das eigentliche Biskaya-Rifting findet eine zögernde Fortsetzung erst im Oberen Jura, in dem eine erneute Phase distensiver Graben/Horst- und Kippschollentektonik zur Sedimentation der transgressiven Megasequenz 1 und damit zur Entwicklung

4. einer 1. Delta-Phase („Wealden": Abb. 18C) geführt hat. In dieser Phase werden mächtige Deltafächer, kombiniert mit limnischen und brackischen Serien, von der Meseta im S (Raum Sedano, Oxford) nach N (Cabuerniga-Rücken, Tithon) vorgebaut. Im Bereich des zukünftigen Biskaya-Grabens hält die Sedimentation mit der Absenkung Schritt. An der Le Danois-Bank vor Asturien werden an der Jura/Kreidegrenze bereits Beckensedimente mit Calpionellen abgelagert, während sich im NE das stark subsidierende Parentis-Becken entwickelt (Biskaya-Aulakogen). Wichtig ist festzuhalten, daß Distensionstektonik diese Sedimentationsphase einleitet und das Kippschollenrelief anlegt, daß sich durch Kreide und Alttertiär bis zur endgültigen Orogenese weiterentwickelt. E-W-gerichtete Strukturen (der paläozoische Cabuerniga- oder Las Caldas-Sattel) konkurrieren schon jetzt mit den dominierenden NW-SE-streichenden Systemen, wobei es zweifellos in starkem Maße zu einer Wiederbelebung variszischer Strukturen gekommen ist.

Tektonische Aktivität im Oberjura bis zur Jura/Kreidegrenze sind an der Peripherie des Nordatlantik (Jansa & Wiedmann 1982), im Mediterrangebiet (Wiedmann et al. 1982c), aber auch in Norddeutschland verbreitet und führen teils zum Zerbrechen der jurassischen Karbonatplattformen, teils zu basinaler Graben/Horst-Tektonik, teils sind sie mit früher Halokinese verknüpft. Dies alles trifft für den basko-kantabrischen Raum nicht zu, wo statt dessen das Rift-Stadium neu belebt wird. Die Bewegungen sind ± zeitgleich mit Stilles „jungkimmerischer" Kompressionsphase.

Dieses 1. Delta-Stadium wird am marokkanischen Kontinentalrand im tieferen Dogger durchlaufen (Wiedmann 1982b, Abb. 9C).

Ostrakoden und Charophyten, aber auch Bryozoen, Mollusken und Cyanophyceen besetzen die Biotope dieses kontinental/marinen Übergangsbereiches und ermöglichen zum Teil vorzügliche Environment-Analysen (Brenner 1976). Diese Vergesellschaftung erweist sich als extrem tolerant und erfährt keinen qualitativen Wandel, weder bei der Entwicklung der „Wealden"-Kleinzyklen, noch beim Übergang zur

5. Karbonatplattform-Phase (Urgon). Sie entspricht dem ebenfalls transgressiven oberen Teil der Megasequenz 1 und hat Apt/Unteralb-Alter. Die Entwicklung von Karbonatplattformen ist an ein komplexes System ökologischer und tektonischer Faktoren gebunden. Damit mag in Zusammenhang stehen, daß sie sich bevorzugt in der Endphase tektonofazieller Megasequenzen bilden. Im basko-kantabrischen Urgon ist zudem die Entwicklung von „unreifen" Plattformtypen – ohne die typischen Riffstrukturen mit hermatypen Gerüstbildnern – zu echten Riffkomplexen, die als Inselplattformen oder Barriere-Riffe in Erscheinung treten, erkennbar.

Damit steht in unmittelbarem Zusammenhang die Evolution spezifischer Flachwasser-Organismen. Während in den „unreifen" Unterapt-Plattformen Dasycladaceen und agglutinierende Großforaminiferen dominieren und rasch evolvieren, sind es in den echten Riffen des Oberapt/Unteralb die Rotalgen mit krustosen und artikulaten Formen.

Grundvoraussetzung für die Entwicklung dieser Phase und ihrer spezifischen Biotope ist eine Beendigung oder doch starke Reduktion der terrigenen Schüttungen der vorangehenden Phase, wie auf der anderen Seite das Einsetzen der 2. Delta-Phase im höheren Alb und die rasch anschließende Maximaltransgression im Cenoman eine Weiterentwicklung der Plattformkarbonate unmöglich machen. Im Gegensatz zu den begrenzenden Delta-Phasen ist die vorliegende Phase durch zunehmende Subsidenz gekennzeichnet, hinter der die Sedimentation jedoch zurückbleibt.

Ein Vergleich mit den ana/homologen (?) Karbonatplattformen am marokkanischen oder angolanischen Schelf läßt

deutliche Unterschiede erkennen, die vor allem im Unvermögen des Biskaya-Schelfs zu sehen sind, eine einheitlich geschlossene Karbonatplattform zu bilden. Dafür stehen am marokkanischen Schelf zwar der gesamte Oberjura (WIEDMANN 1982b, Abb. 9E), am Angola-Schelf jedoch auch nur Apt und Alb zur Verfügung (op. cit., Abb. 8D, 8E). Die Ursache der am Biskaya-Schelf abweichenden Entwicklung mag im Anhalten distensiver Bewegungen zu suchen sein, die immer wieder zu intermittierendem Zerbrechen der Plattformen führten und als deren Folge sich das Kippschollenrelief des Kontinentalrandes immer wieder durchpaust (Abb. 2, 18D).

6. Eine 2. Delta-Phase fällt am basko-kantabrischen Kontinentalrand mit dem unteren Teil der Megasequenz 2 zusammen und beendet im wesentlichen, wie bereits erwähnt, die Entwicklung der Karbonatplattformen. Auch dieser Übergang ist wiederum von starker distensiver Tektonik begleitet, bei der sich erneut der Vergleich mit STILLES „austrischer" Phase aufdrängt. Hier führt sie zu verstärkter Ausdünnung kontinentaler Kruste an den Kontinentalrändern der Biskaya und läßt Verbindungen zum Spreading-Beginn in der Biskaya erkennen. Schließlich ist auch der erste gehäufte Nachweis von Diapirbewegungen auf tektonische Aktivität im Alb zurückzuführen, die überdies auch als Ursache der nun eintretenden Faziesdifferenzierungen (Abb. 16a) gelten muß. Trotz dieser Faziesvielfalt lassen alle Environmentkurven den transgressiven Charakter der Megasequenz 2 erkennen, der in der Maximaltransgression des Cenoman und Turon gipfelt.

Da die Subsidenz im höheren Alb von S nach N abgestuft zunimmt (kontinentale Utrillas-Deltas im S, marine proximale supra-urgone Delta-Fans im Vitoria-Becken, Prodelta-Tone der Biskaya-Synkline bis hin zu Turbiditen der Deva-Synkline im heutigen Küstenbereich), kann mit einem Fortwirken der Kippschollen-Bewegungen gerechnet werden und der Entwicklung selbständiger Halbgräben (Abb. 18E). Aus ihnen gehen schließlich die Synklinen der pyrenäischen Orogenese hervor. Dies wird bestätigt durch das Fortbestehen von post-urgonen Inselplattformen auf den trennenden Kippschollen-Hochs. Auch auf Diapirdächern kommt es erstmals zur Bildung von Riffkarbonaten, deren Formenbestand sich kaum von dem der echten Urgon-Riffe unterscheidet. Die Entwicklung der Dasycladaceen ist weiter rückläufig, während die Rotalgen an Diversität zunehmen, in den Lagunen die capriniden Rudisten und im Riffkern Mg-Kalzit-Sklerospongier neu hinzutreten. Diese werden auch mit Änderungen der Wassertemperatur im höheren Alb in Verbindung gebracht.

Im vom Diapirismus besonders stark beeinflußten Sedimentationsbecken von Altnavarra, am Rande des Ebro-Massivs, setzt die marine Sedimentation im Mittelalb ein und verläuft zunächst analog. Während dieser 2. Delta-Phase hält die Sedimentation im wesentlichen wieder mit der Subsidenz Schritt (Abb. 17), wobei auch die Hochgebiete in den einheitlichen Subsidenztrend einbezogen sind. Der terrigene Input in die Becken ist zum Teil beträchtlich.

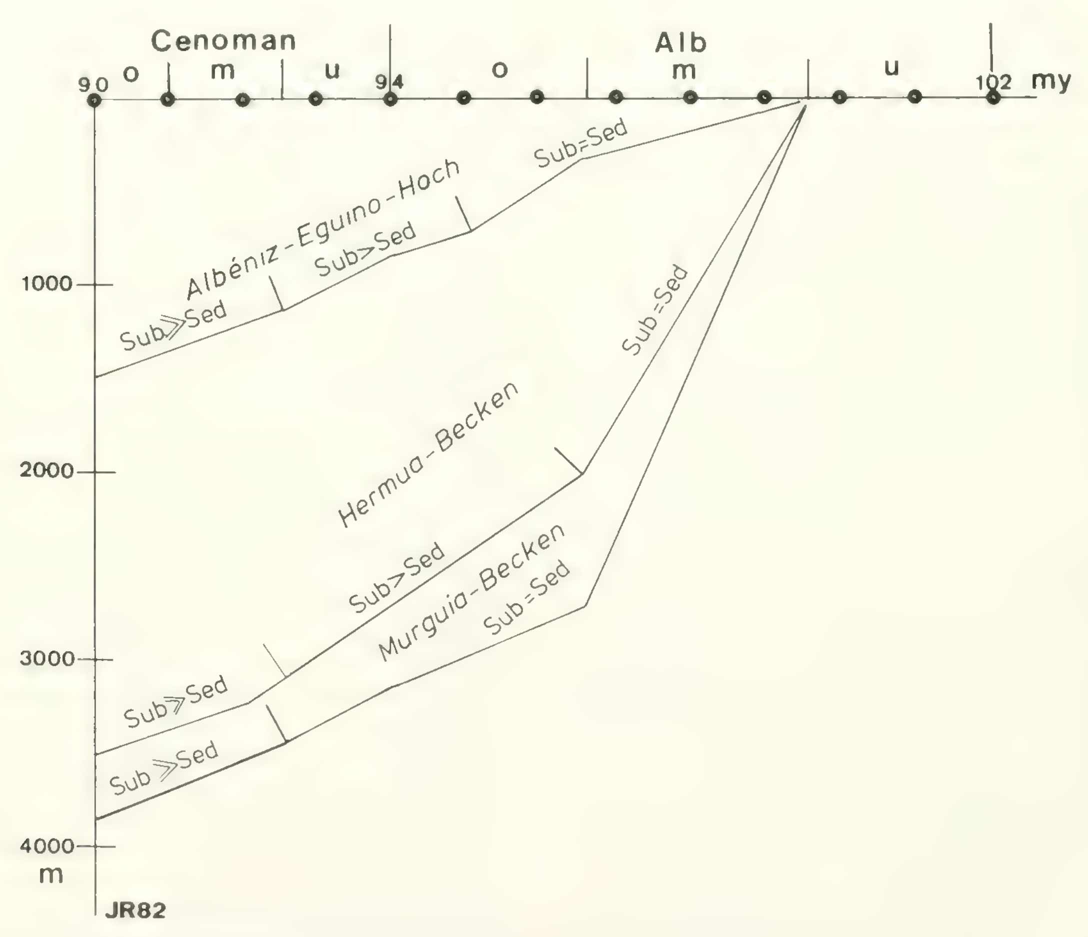


Abb. 17. Subsidenzkurven der Mittelkreidetransgression des Vitoria-Beckens. Subsidenz ≈ Sedimentationsmächtigkeiten (nach REITNER 1982).

7. Erst die folgende Phase der Maximaltransgression führt zu einem völligen faziellen und faunistisch/floristischen Umbruch an der Alb/Cenoman-Grenze. Sie entspricht dem oberen, weiterhin transgressiven Teil der Megasequenz 2. Ihr Charakteristikum ist ein Andauern der Subsidenz, hinter der die Sedimentation nun deutlich zurückbleibt (Abb. 16, 17). Sie fällt mit einem globalen Meeresspiegelanstieg zusammen, der im Turon sein Maximum erreicht (SLITER 1976) und mit verstärkter Bildung ozeanischer Kruste in Verbindung gebracht wird. Hier liegt gleichzeitig auch das Maximum des alkalinen Oberkreide-Magmatismus, der im wesentlichen auf das Biskaya-Synklinorium beschränkt bleibt. Das Biskaya-Schelfmeer greift nun weit auf die Meseta über (WIEDMANN 1975). Dies führt zu einer raschen Abnahme der im Alb noch verbreiteten terrigenen Schüttungen und zu weitgehender Faziesnivellierung und -pelagisierung. Lediglich an den Beckenrändern führt verstärkte Subsidenz zum Einsetzen mächtiger silikoklastischer Schüttungen (Abb. 18F).

Der globale Charakter dieser Phase, mit der der junge Biskaya-Ozean und auch der Südatlantik nun wieder Anschluß an den Entwicklungsablauf im Nordatlantik gewinnen (Tab. 1), führt zu einem ersten drastischen Wandel auch der Organismenwelt. Mit dem endgültigen Ende der urgonen Riff-Sedimentation erlöschen gleichzeitig zahlreiche der bisherigen Flachwasserbesiedler und kehren in vergleichbare Biotope der höheren Oberkreide nicht mehr zurück. Dies gilt ebenso für zahlreiche Rudistengruppen, wie für agglutinie-

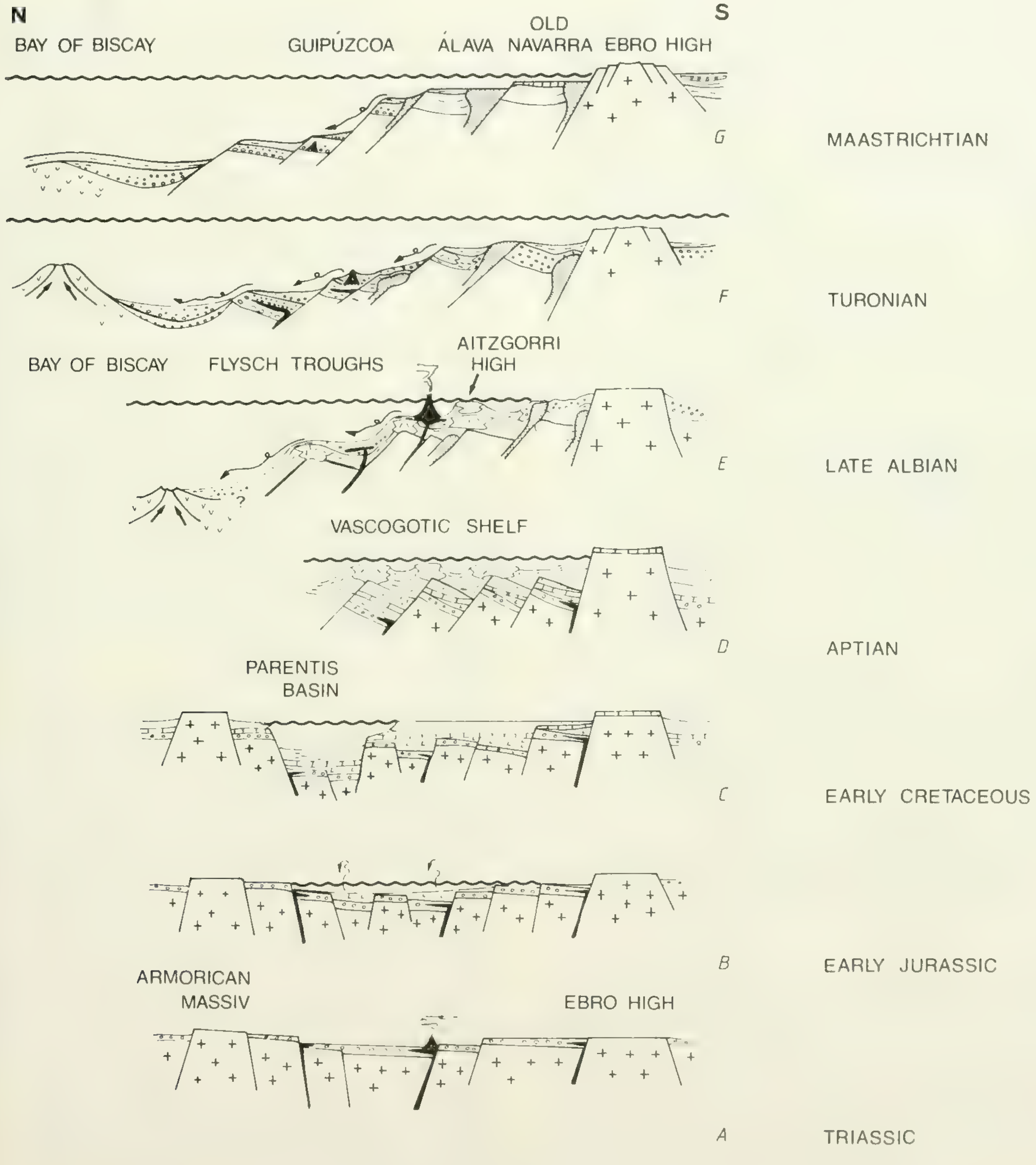


Abb. 18. Entwicklungsphasen des basko-kantabrischen Kontinentalrandes (aus WIEDMANN 1982b).

rende Großforaminiferen (Orbitolinen) oder kalkiges Benthos (Praealveolinen). Demgegenüber setzt im Oberen Alb eine Planktonblüte ein (Foraminiferen, Calcisphären, Coccolithen), die bis ins Oberturon anhält und von einer ebenso raschen Zunahme pelagischer Megafaunen (Ammoniten, Inoceramen) und irregulärer Echiniden *(Micraster)* begleitet ist. Auch Litoralbiotope enthalten reiche Ammonitenfaunen (vor allem pseudoceratitische Nebenformen) und außerdem ein reiches Epi- und Endobenthos (Exogyren, *Hemiaster*, erste Hippuriten).

Wie bereits erwähnt, handelt es sich bei dieser Phase um ein globales Ereignis, das mit gleichen oder ähnlichen Erscheinungsformen auch vom marokkanischen Schelf, aus dem Südatlantik oder dem alpinen Helvetikum beschrieben werden kann (Tab. 1).

8. Die hierauf folgende regressive Megasequenz 3 (Coniac-Campan) kann als 1. Regressions- und Kompressionsphase bezeichnet werden. Lediglich in den Turbiditbecken im N muß mit einem Gleichbleiben der Wassertiefe gerechnet werden (Abb. 16a). Die Schüttung silikoklastischer Turbidite erreicht nun sogar ihr Maximum. Dies geht mit einem Ausklingen des Biskaya-Spreadings – bei Fortsetzung der Bildung ozeanischer Kruste im zentralen Atlantik – Hand in Hand und außerdem mit ersten kompressiven Bewegungen und beginnender Subduktion am Biskaya-Südschelf und in den Pyrenäen. Eine unmittelbare Folge dieser Bewegungen sind neben lokalen Diskordanzen erneut verstärkte Diapirbewegungen. Maxima an der Turon/Coniac-Grenze und im Campan lassen wiederum an einen Vergleich mit „prägosavischen" und „intragosavischen/subherzynen" Bewegungen denken, die in NW-Deutschland gleichfalls mit Halokinese verknüpft sind. Die 1. Regressionsphase kulminiert im Basko-Kantabrikum in einem Deltavorstoß des höheren Campan in den S' Becken und in erhöhter Faziesdiversität (vgl. auch Abb. 16a). Es besteht auch während dieser Phase völlige Übereinstimmung mit der Entwicklung am marokkanischen Kontinentalrand und im Südatlantik (Wiedmann 1982c; hier Tab. 1).

Gleichzeitig mit dieser 1. Regressionsphase nehmen sowohl Plankton-Häufigkeit als auch Ammoniten-Diversität deutlich ab. Das Aussterben der Ammoniten scheint sogar bereits vorprogrammiert. Auf Basement-Hochs und Diapirdächern im N, aber ebenso auch in den S' Randbereichen beginnen sich erneut Karbonatplattformen zu entwickeln, nun jedoch mit stark verändertem Formenbestand (Austern, orbitoide und lacazinide Großforaminiferen). Auf den Diapiren etablieren sich zum Teil hypersaline Extrembiotope. Hermatype Organismen fehlen weitgehend.

Diapir-Randsenken verlaufen gegenläufig (Abb. 16a) zur Entwicklung regressiver Zyklen mit progradierenden Systemen.

9. Entsprechendes gilt für die letzte marine Megasequenz 4, die hier als 2. Regressions- und Kompressionsphase ausgeschieden wird (Maastricht-Eozän). In Tab. 1 wurde auf eine Unterscheidung verzichtet, da beide Regressionsphasen eine einheitliche Geodynamik und ein ähnliches Erscheinungsbild (Abb. 18 G) aufweisen. Bei nachlassender Sedimentzufuhr und mäßiger Subsidenz kommt es auf dem basko-kantabrischen Schelf allerdings zunächst zu einer erneuten schwachen „Transgression" des Maastricht. Sie bringt den S' Beckenteilen eine erneute kurzfristige Faziesdifferenzierung (Abb. 16a), den Flyschtrögen dagegen eine erneute Pelagisierung mit der Sedimentation rein pelagischer planktonreicher Kalke und Mergel. Die Faziesdifferenzierung im S äußert sich in der Bildung kleinerer Bioherme in überwiegend klastischer Grundsedimentation, die aus unterschiedlichen Organismengruppen aufgebaut sind. Der transgressive Puls des basko-kantabrischen Maastricht kann vielleicht mit einem Nachlassen der Subduktion am Kontinentalrand erklärt werden. Der Diapirismus hält weiterhin an und dürfte bei den erneut zunehmenden kompressiven Bewegungen an der Kreide/Tertiär-Grenze (laramisch) und der endgültigen Orogenese zwischen Eozän und Oligozän (pyrenäisch) einen letzten Höhepunkt erreichen. Die Rotfärbung der Paläozänkalke der Deva-Synkline wird mit dem Ausfließen benachbarter Diapire in Verbindung gebracht (Hanisch 1978).

Die weltweit verbreitete Regression an der Kreide/Tertiär-Grenze ist nur im Südteil des basko-kantabrischen Bekkens und in den Keltiberischen Ketten deutlich, wo es bereits zur endgültigen Heraushebung kommt. In den N' Synklinen setzt sich dagegen die pelagische Sedimentation ohne erkennbare Zäsur über diese Grenze hinweg fort. Dennoch ist im klassischen Grenzprofil von Zumaya (Prov. Guipúzcoa) der Schnitt in der Entwicklung des Mikro- und Nannoplanktons unvermindert deutlich. Ammoniten und planktonische Foraminiferen zeigen allerdings bereits vor Erreichen dieser kritischen Grenze Zwergwuchs und Anzeichen von Gehäuse-Aberrans, die auf eine äußere Stress-Situation hinweisen.

Im weiteren Verlauf der Megasequenz nimmt – im Paläozän – die Zufuhr silikoklastischer Turbidite vor allem in den externen Becken erneut stark zu. Die mäßige Subsidenzrate wird nun von der verstärkten Sedimentationsrate erheblich übertroffen. Die Sedimentation endet mit der endgültigen Heraushebung des basko-kantabrischen Schelfs im höheren Eozän. Es kann angenommen werden, daß die Entwicklung dieser letzten marinen sedimentären Phase des Basko-Kantabrikums weitgehend von der im Paläozän wieder verstärkt einsetzenden Subduktion am Schelfrand und in den Pyrenäen abhängig ist. Allerdings zeigt der Vergleich mit dem marokkanischen Schelf, daß synchron auch in diesem Bereich die Heraushebung erfolgt, dort jedoch ohne Subduktion (Tab. 1).

Abb. 16a verdeutlicht sehr gut die differenzierte Subsidenz der einzelnen Kippschollen des Kontinentalrandes. Diese Subsidenz nimmt von S (Vitoria-Becken) nach N (Biskaya-Synklinorium, Deva-Synkline) deutlich zu und ist im Becken selbst nicht mehr erfaßbar. Im südlichsten Küstenbereich sind die Oszillationen naturgemäß noch besser ausgeprägt. Auch die Verfälschung des generellen Trends durch Diapirismus (Estella-Becken) wird erkennbar. Das Diagramm läßt damit erkennen, daß erst kombinierte Ozeanbecken/Kontinentalrand-Untersuchungen klare Vorstellungen über die Subsidenzgeschichte beider Gebiete vermitteln. Besonders interessant scheint uns außerdem der Vergleich mit der globalen Kurve relativer Meeresspiegelschwankungen (Vail et al. 1977, 1980; hier Abb. 16b). Hieraus geht hervor, was an der Subsidenzentwicklung des Biskaya-Südrandes „local Noise" ist und was – auf der anderen Seite – globalen Tendenzen und Prozessen entspricht. Globalen Trends entsprechen ganz offensichtlich die transgressiven Tendenzen der Megasequen-

PHASE	NÖRDL. ZENTRALER SÜDATLANTIK	ATLAS-KÜSTENBECKEN	SÜDL. BISKAYA-SCHELF	SÜDL. SUBALPINE KETTEN	ZENTR. HELVETIKUM
8. Finalstadium A. im Ozean: modernes Strömungssystem Bioproduktion Kieselsedimente	Tertiär modernes Strömungssystem Kieselsedimente				
B. im Küstenbereich: Regressionsstadium starke Vertikalbewegungen Heraushebung Turbidite	Maastr. Regression aus Küstenbecken verstärkte Subsidenz Extremtransgression starke Pelagisierung	Miozän Heraushebung Savische Tektonik Oligoz. kontinentale Phase Pyrenäische Tektonik Oberkr. Regressionsphase m. Schillen, Hartgründen	Oligoz. Heraushebung Pyrenäische Tektonik Eozän Hauptregression Oberkr. Rudistenbioherme Diapirismus Turbidite	Oligoz. Heraushebung Pyrenäische Tektonik Eozän Flachwasserkalke Paleoz. limnische Phase Coniac "Subherzynische" Tektonik	Oligoz. Heraushebung Pyrenäische Tektonik Eozän Flachwasserkalke Laramische Tektonik Maastr. Regression m. Grünsanden
7. Hauptsubsidenz Maximaltransgression Pelagisierungsstadium Nivellierungsstadium. Strömungssysteme Subsidenz > Sedimentation	Coniac randliche Turbidite anhaltende Subsidenz Cenoman Strömungssysteme m. lokalem Auftrieb u. Schwarzschiefern	Mittelkr. Maximaltransgression Pelagisierung Nivellierung Turbidite lokaler Auftrieb m. Schwarzschiefern u. Kieselsedimenten	Cenoman Maximaltransgression Pelagisierung Nivellierung starke Subsidenz Turbidite Magmatismus	Turon Regression Cenoman transgressiver Impuls	Cen., Tur. Transgression verstärkte Subsidenz Pelagisierung Nivellierung
6. 2. Subsidenzstadium Plattform-Zerfall Atollphase Kondensationsphase 2. Deltaphase	Alb ?"Austrische" Tektonik beginnende Halokinese verstärkte Subsidenz randliche Turbidite zentrale Pelagisierung	Apt/Alb einsetzende Transgression Kondensation Schille 2. Deltaphase	Alb Spreading + Subsidenz 2. Deltaphase Atollphase Turbidite Magmatismus Halokinese	Alb Kondensation Apt und Grünsande regressiver Impuls m. Stromatolithen Unterkr. Transgression Schelfsedimentation	Alb Kondensation Oberapt und Grünsande regressiver Impul. m. Verkarstung
5. 1. Subsidenzstadium/ Schelfstadium Karbonatplattform	Karbonatplattformen Schelfentwicklung	Unterkr. beginnende Halokinese "Jungkimmerische" Tektonik Oberjura Karbonatplattform, Schelf	Apt Karbonatplattform (Urgon)	Oberjura Karbonatplattformen beendet m. Regression d. Tithon-Berrias (Riffe, Lagunen)	Unterapt Karbonatplattformen (Urgon) Unterkr. Transgression Oberjura Karbonatplattform [illegible]
4. 1. Deltastadium		Callov. Transgression Mitteljura 1. Deltaphase 1. Riffbildung	Unterstkr. 1. Deltaphase ("Wealden") "Jungkimmerische" Tekt.		
3. Euxinische Schwarzschiefer	Oberapt euxin.Schwarzschiefer Driftbeginn	Driftbeginn 1. marine Sedimente	Oberjura Regression	Mittel- Epikontinentalphase Unterjura	Obertrias frühes Deltastadium
2. Evaporitstadium 1. marine Sedimente	Unterapt Evaporite frühe Deltas	Unterjura Evaporite alkaliner Vulkanismus "Altkimmerische" Tektonik	Mitteljura Epikontinentalphase Unterjura Evaporite Obertrias	Trias Evaporite	Mitteltrias marine Karbonate ? Evaporite
1. Grabenstadium frühes Rifting Redbed-Sedimentation alkaliner Vulkanismus	Unterstkreide Riftstadium limnische Sedimente Grabenstadium m. kontinentalen Sedimenten Oberjura alkaliner Vulkanismus	Trias Riftstadium Redbeds alkaliner Vulkanismus "Pfälzische" Tektonik Perm Beginn Grabenbildung	Permotrias Riftstadium Grabenstadium Redbeds alkaliner Vulkanismus	Perm Grabenstadium Redbeds	Untertrias Grabenstadium – Perm Redbeds

Tabelle 1. Vergleich der Subsidenzphasen des nördlichen Südatlantiks, des Atlas-Küstenbeckens, des südlichen Biskaya-Schelfs, der südlichen Subalpinen-Ketten und des zentralen Helvetikum (aus WIEDMANN 1982b).

zen 1 und 2, d. h. präziser, die Urgon- und die Maximaltransgression der Mittelkreide. Nicht befolgt werden dagegen von der basko-kantabrischen Entwicklung die globalen regressiven Phasen im höchsten Berrias, im Apt und im Turon. Ebenfalls unabhängig verläuft die am Südrand der Biskaya bereits ab Coniac – also in den Megasequenzen 3 und 4 – deutlich regressive Entwicklung, die dann zur vollständigen Heraushebung und Auffaltung an der Eozän/Oligozän-Grenze führt. Während im hier nicht erfaßten südlichen Litoralgebiet des basko-kantabrischen Beckens diese Heraushebung bereits früher, an der Kreide/Tertiär-Grenze erfolgt und damit der globalen Kurve (Abb. 16b) vollständig entspricht, ist diese Entwicklung in den nördlichen Teilbecken nicht einmal als Trend erkennbar.

In Abb. 18 sind noch einmal die Hauptphasen der Subsidenzentwicklung am Biskaya-Südrand stark vereinfacht zur Darstellung gebracht. Tab. 1 stellt dagegen den Versuch dar, die im vorliegenden Beitrag beschriebenen Subsidenzphasen des basko-kantabrischen Beckens und Kontinentalrandes mit anderen mesozoischen und insbesondere kretazischen Kontinentalrändern zu vergleichen. Dabei wird vor allem auf die Unterschiede der Entwicklungstempi abgehoben, die vor allem beim Vergleich zwischen Nord- und Südatlantik deutlich sind, zwischen denen die Biskaya in mancher Hinsicht vermittelt. Zwar beginnt hier das frühe Rifting gemeinsam mit dem Nordatlantik im Perm, setzt sich dann aber erst wieder ± zeitgleich mit der Anlage des Südatlantik im obersten Jura fort. Mit der globalen Mittelkreide-Transgression haben trotzdem alle drei Ozeane den gleichen Entwicklungs- oder „Reife"-grad mit unserer Phase der Maximaltransgression erreicht. Vergleiche zur Beckenentwicklung der alpinen Tröge drängen sich auf, sollen aber hier zunächst nur zur Diskussion gestellt werden. Vergleiche mit älteren Orogenzonen und jüngeren Grabensystemen liegen auf der Hand, sind aber nicht mehr Gegenstand der vorliegenden Betrachtung (vgl. Wiedmann et al. 1982c).

LITERATUR

Aguilar Tomas, M. J. (1971): Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica. – Estud. geol., **27:** 325–334; Madrid.

Allemann, F.; Grün, W. & Wiedmann, J. (1975): The Berriasian of Caravaca (Prov. of Murcia) in the Subbetic Zone of Spain and its importance for defining this Stage and the Jurassic-Cretaceous boundary. – Mém. B.R.G.M., **86,** Colloque sur la Limite Jurassique-Crétacé, Lyon, Neuchâtel Septembre 1973, 14–22; Paris.

Alvarez, W., Arthur, M. A., Fischer, A. G., Lowrie, W., Napoleone, G., Premoli-Silva, I. & Roggenthen, W. M. (1977): Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. V. Type selection for the Late Cretaceous-Paleocene geomagnetic reversal time scale. – Geol. Soc. America Bull., **88:** 383–389; Boulder, Col.

Blank, R. (1983): Stratigraphie und Entwicklung der Oberkreide im Westteil des Diapirs von Villasana de Mena (Prov. Burgos, Spanien). – Unveröff. Dipl.-Arb., 106 S., Tübingen.

Boillot, G. (1981): De la subduction à la collision: l'exemple des Pyrénées. – Bull. B.R.G.M., 2. Ser., Sect. I, **1980/81:** 93–101; Orléans.

— — & Dupeuble, P. A. & Malod, J. (1979): Subduction and tectonics on the continental margin off Northern Spain. – Mar. Geol., **32:** 53–70; Amsterdam.

— — & Grimaud, S., Mauffret, A., Mougenot, D., Kornprobst, J., Mergoil-Daniel, J. & Torrent, G. (1980): Ocean-continent boundary off the Iberian margin: A serpentinite diapir west of the Galicia Bank. – Earth Planet. Sci. Lett., **48:** 23–34; Amsterdam.

Bott, M. H. P. (1980): Problems of passive margins from the viewpoint of the geodynamics project: A review. In: Kent, P., Laughton, A. S., Roberts, D. G. & Jones, E. J. W. (Hrsg.), The Evolution of Passive Continental Margins in the Light of Recent Deep Drilling Results, Philos. Trans. r. Soc. London, (A) **294:** 5–16; London.

Brenner, P. (1972): Levantamiento geológico en los alrededores de Ramales de la Victoria (Santander, Vizcaya). – Estud. geol., **28:** 429–443; Madrid.

— — (1976): Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). – Palaeontographica, A, **152:** 113–201; Stuttgart.

— — & Wiedmann, J. (1975): Nuevas aportaciones al conocimiento del «Weald» celtibérico septentrional y sus relaciones paleogeográficas. – Actas Ier Symposium Cretácico Cordillera Ibérica, Cuenca 1974: 123–134; Cuenca.

Brinkmann, R. & Lögters, H. (1967): Die Diapire der spanischen Westpyrenäen und ihres Vorlandes. – Beih. geol. Jb., **66:** 1–20; Hannover.

Carey, S. W. (1958): The tectonic approach to continental drift. In: Continental Drift Symposium, University of Tasmania, 177–354; Hobart, Tasmanien.

Carreras Suarez, F. J., Ramirez del Pozo, J. & Aguilar Tomas, M. J. (1978): Mapa geológico de España, Escala 1:50000, Hoja 139 (Eulate), Explicaciones. 36 S., Madrid (IGME).

Choukroune, P. (1976): Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. – Mém. Soc. géol. Fr., N.S., **127:** 1–11; Paris.

— — & LePichon, X., Seguret, M. & Sibuet, J.-C. (1973): Bay of Biscay and Pyrenees. – Earth Planet. Sci. Lett., **18:** 109–118; Amsterdam.

Dahm, H. (1966): Stratigraphie und Paläogeographie im Kantabrischen Jura (Spanien). – Beih. Geol. Jb., **44:** 13–54; Hannover.

Daignieres, M., Gallart, J. & Hirn, A. (1981): Etude sismique des Pyrénées. Apport à la géodynamique. – Bull. B.R.G.M., 2. Sér., Sect. I, **1980/81:** 83–92; Orléans.

Dietz, R. S. (1952): Geomorphic evolution of continental terrace (continental shelf and slope). – Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **36:** 1802–1819; Tulsa/Okla.

Durand Delga, M. (1973): Les Calpionelles du Golfe de Gascogne, témoigne de l'ouverture de l'Atlantique-Nord. – Bull. Soc. géol. France, (7) **15:** 22–24, Paris.

Feuillee, P. (1967): Le Cénomanien des Pyrenées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique. – Mém. Soc. géol. Fr., N.S., **108:** 1–343; Paris.

— — (1971): Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cénomanien Pyrénéo-Cantabrique: problèmes d'environnement sédimentaire. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **9:** 277–311; Amsterdam.

Frisch, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – Tectonophysics, **60:** 121–139; Amsterdam.

Garcia Mondejar, J. (1979): Successions paléogéographiques du complexe urgonien dans le SW de la région Basco-Cantatabrique (Nord de l'Espagne). – Géobios, Mém. spéc., **3:** 71–78; Lyon.

Giese, P. & Reuther, K.-J. (1978): Crustal and structural features of the margins of the Adria microplate. In: Closs, H., Roeder, D. & Schmidt, K. (Hrsg.), Alps Apennines Hellenides, 565–588; Stuttgart (Schweizerbart).

Grimaud, S., Boillot, G., Collette, B. J., Mauffret, A., Miles, P. R. & Roberts, D. B. (1982): Western extension of

the Iberian-European plate boundary during the Early Cenozoic (Pyrenean) convergence: A new model. – Mar. Geol., **45:** 63–77; Amsterdam.

HANISCH, J. (1978): A "Sigsbee Knoll" in Early Tertiary Bay of Biscay and associated turbidity currents. – AAPG Bull., **62:** 2232–2242; Tulsa/Okla.

HART, M. B. & BAILEY, H. W. (1979): The distribution of planctonic foraminifera in the Mid-Cretaceous of NW-Europe. In: WIEDMANN, J. (Hrsg.), Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, **6:** 527–542; Stuttgart (Schweizerbart).

HERM, D. (1965): Mikropaläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Kreideflysch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipúzcoa, Nordspanien). – Z. dt. geol. Ges., **115:** 277–348; Hannover.

JANSA, L. F. & WIEDMANN, J. (1982): Mesozoic-Cenozoic development of the eastern North American and the northwest African continental margin: A comparison. In: RAD, U. VON et al. (Hrsg.), Geology of the Northwest African Continental Margin, 215–269; Berlin etc. (Springer).

KIND, H.-D. (1967): Diapire und Alttertiär im südöstlichen Baskenland (Nordspanien). – Beih. geol. Jb., **66:** 127–174; Hannover.

KRISTOFFERSEN, Y. (1978): Sea-floor spreading and the early opening of the North Atlantic. – Earth Planet. Sci. Lett., **38:** 273–290; Amsterdam.

KRUIT, C., BROUWER, J., KNOX, G., SCHÖLLNBERGER, W. & VLIET, A. VAN (1975): Une excursion aux cônes d'alluvions en eau profonde d'âge tertiare près de San Sebastian (Province de Guipúzcoa, España). – 9e Congr. Int. Sed. Nice, Exc. **23:** A–B, 1–75; Nizza.

KRUMSIEK, K. (1982): Cretaceous Magnetic Stratigraphy of Southwest Morocco. In: RAD, U. VON, HINZ, K., SARNTHEIM, M. & SEIBOLD, E. (Hrsg.), Geology of the Northwest African Continental Margin, 475–493; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

LAMOLDA, M., RODRIGUEZ-LAZARO, J. & WIEDMANN, J. (1981): Field Guide: Excursions to Coniacian-Maastrichtian of Basque-Cantabric Basin. – Publ. Geol. Univ. autón. Barcelona, **14:** 53 S.; Barcelona-Bellaterra.

LE PICHON, X., BONNIN, J., FRANCHETEAU, J. & SIBUET, J.-C. (1971): Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. In: Histoire structurale du Golfe de Gascogne, **2,** VI. 11-1-VI. 11–44; Paris (Technip).

LOTZE, F. (1955): Salzdiapirismus im nördlichen Spanien. – Z. dt. geol. Ges., **105:** 814–822; Hannover.

— — (1960): Zur Gliederung der Oberkreide in der Baskischen Depression (Nordspanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1960:** 132–144; Stuttgart.

MANGIN, J. P. (1960): Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'ouest de l'Aragon. – Pirineos, **51–58,** 631 S.; Zaragoza.

MASCLE, J. (1977): Le Golfe de Guinée (Atlantique Sud): Un exemple d'évolution de marges atlantiques en cisaillement. – Mém. Soc. géol. Fr., N. S., **128:** 5–99; Paris.

MIR, L. J., GOMEZ, J. E. & SUSAN, V. R. (1971): Estudio geológico de la Provincia de Guipúzcoa. – Mem. Inst. Geol. Min. España, **79:** 1–130; Madrid.

MONTADERT, L., ROBERTS, D. G., DECHARPAL, O. & GUENNOC, P. (1979a): Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. In: MONTADERT, L. & ROBERTS, D. G. (Hrsg.), Init. Repts. DSDP, **48:** 1025–1060; Washington, D. C.

— — & DECHARPAL, O., ROBERTS, D., GUENNOC, P. & SIBUET, J.-C. (1979b): Northeast Atlantic passive continental margins: Rifting and subsidence processes. In: TALWANI, M., HAY, W. & RYAN, W. B. F. (Hrsg.), Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment, Maurice Ewing Ser., **3:** 154–186; Washington, D. C.

NAYLOR, D. & SHANNON, P. M. (1982): The geology of offshore Ireland and West Britain. 161 S., London (Graham & Trotman).

PASCAL, A. (1976): Variations séquentielles rapides de sédimentation sur la bordure des plates-formes urgoniennes dans le Nord de l'Espagne. – Bull. Soc. géol. Fr., (7) **18:** 1005–1008; Paris.

— — (1982): Evolution des systèmes biosédimentaires urgoniens en Espagne du Nord. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **165:** 77–86; Stuttgart.

PEYBERNES, B. (1978): Dans les Pyrénées la paléogéographie antécénomanienne infirme la théorie d'un coulissement senestre de plusiers centaines de kilomètres le long de la «faille nord-pyrénéenne» des auteurs. – Bull. Soc. géol. Fr., (7) **20:** 701–709; Paris.

— — (1979): L'Urgonien des Pyrénées; Essai de Synthèse. – Géobios, Mém. spéc., **3:** 79–87; Lyon.

PFLUG, R. (1967): Der Diapir von Estella (Nordspanien). – Beih. geol. Jb., **66:** 21–62; Hannover.

PIPER, D. J. W. (1978): Turbidite muds and silts on deepsea fans and abyssal plains. In: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (Hrsg.), Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches, 163–176; Stroudsburg, Pennsylv. (Drowden; Hutchinson & Ross).

PLAZIAT, J.-C. (1981): Late Cretaceous to Late Eocene paleogeographic evolution of the Southwest Europe. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **36:** 263–320; Amsterdam.

POAG, C. W. (1972): Shelf-edge submarine banks in the Gulf of Mexico: Paleoecology and biostratigraphy. – Transact. Gulf Coast Assoc. Geol., 22nd Ann. Congr.: 267–281.

PUJALTE, V. (1981): Sedimentary succession and paleoenvironment within a fault-controlled basin: The "Wealden" of the Santander area, Northern Spain. – Sed. Geol., **28:** 293–325; Amsterdam.

RAABE, H. (1965): Die irregulären Echiniden aus dem Cenoman und Turon der Baskischen Depression (Nordspanien) in ihrer stratigraphischen Stellung. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **121:** 95–110; Stuttgart.

— — (1966): Die irregulären Echiniden aus dem Cenoman und Turon der Baskischen Depression (Nordspanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **127:** 82–126; Stuttgart.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1971): Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España. – Mem. Inst. Geol. Min. España, **78:** 1–357; Madrid.

RAT, P. (1959): Les pays crétacé basco-cantabrique (Espagne). – Publ. Univ. Dijon, **18:** 1–525; Dijon.

— — (1962): Contribution à l'étude stratigraphique du Purbeckien-Wealdien de la région de Santander (Espagne). – Bull. Soc. géol. France, (7) **4** (1): 1–12; Paris.

— — (1963): A propos du Wealdien cantabrique: transgressions et régressions marines climatiques. – C. R. Acad. Sci. Paris, (D) **256,** 455–457; Paris.

— — (1982): Subsidence et évolution des environnements sédimentaires sur la marge cantabrique (Espagne) au Crétacé. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **165:** 32–45; Stuttgart.

— — & PASCAL, A. (1979): De l'étage aux systèmes bio-sédimentaires urgoniens. – Géobios, Mém. spéc. **3:** 385–399; Lyon.

REITNER, J. (1980): Fazies, Bau und Stratigraphie der Riffkalk-Zone (Mittel-Oberalb) im Raum Araya-Alsasua (Provinz Alava/Navarra, Nordspanien) und ein Vergleich mit dem Caniego-Riffkalk (Oberalb) bei Villasana de Mena (Provinz Burgos, Nordspanien). – Unpubl. Dipl. Arb., Univ. Tübingen, 127 S.; Tübingen.

— — (1982): Die Entwicklung von Inselplattformen und Diapir-Atollen im Alb des Basko-Kantabrikums (Nordspanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **165:** 87–101; Stuttgart.

— — & WIEDMANN, J. (1982): Die Deltaphasen der Unterkreide am Basko-kantabrischen Kontinentalrand, Nordspanien. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **165:** 60–76; Stuttgart.

REZAK, R. (1977): West Flower Garden Bank, Gulf of Mexico. – Stud. Geol., **4:** 27–35; Tulsa.

RICATEAU, R. & VILLEMIN, J. (1973): Evolution au Crétacé supérieur de la pente séparant le domaine de plate-forme du sillon souspyrénéen en Aquitaine méridionale. – Bull. Soc. géol. Fr., (7) **15:** 30–39; Paris.

RICHTER, D. (1965): Sedimentstrukturen, Ablagerungsart und Transportrichtung im Flysch der baskischen Pyrenäen. – Geol. Mitt., **4:** 153–210; Aachen.

RIES, A. C. (1978): The opening of the Bay of Biscay – A Review. – Earth-Sci. Rev., **14:** 35–63; Amsterdam.

RODRIGO, B. G. & ALVAREZ, J. M. F. (1972): Estudio geológico de la Provincia de Alava. – Mem. Inst. Geol. Min. España, **83:** 1–198; Madrid.

SAEFTEL, H. (1960): Paläogeographie des Albs in den Keltiberischen Ketten Spaniens. – Z. dt. geol. Ges., **111:** 684–711; Hannover.

SCHROEDER, R. (1980): Le calcaire de Caniego: témoin d'une montée du diapir de Valle de Mena (Prov. Burgos, Espagne) dans l'Albien superieur. – Cuad. Geol Ibér., **5**: 221–225; Madrid.

SCHWENTKE, W. (1983): Die fazielle Entwicklung im Estella-Becken während der Oberkreide (Prov. Alava, Navarra; Nordspanien). Unveröff. Diplomarbeit, 132 S.; Tübingen.

SIBUET, J.-C. & RYAN, W. B. F. (1979): Evolution of the West Iberian passive continental margin in the framework of the early evolution of the North Atlantic Ocean. In: SIBUET, J.-C. & RYAN, W. B. F. (Hrsg.), Init. Repts. DSDP, **47/II**: 761–775; Washington, D. C.

SLITER, W. V. (1976): Cretaceous foraminifers from the southwestern Atlantic Ocean, Leg. 36, Deep Sea Drilling Project. In: BARKER, P. F., DALZIEL, I. W. D. et al., Initial Reports DSDP, **36**: 519–545; Washington, D. C.

STACKELBERG, U. VON (1967): Der Diapir von Murguía (Nordspanien). – Beih. geol. Jb., **66**: 63–94; Hannover.

STILLE, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. – 443 S., 14 Abb., Berlin (Borntraeger).

TISCHER, G. (1967): Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). – Beih. geol. Jb., **44** (1965): 123–164; Hannover.

TRUSHEIM, F. (1957): Über die Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **109**: 111–151; Hannover.

VAIL, P. R. et al. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Mem., **26**: 49–212; Tulsa, Okla.

— — & MITCHUM jr., R. M., SHIPLEY, T. H. & BUFFLER, R. T. (1980): Unconformities of the North Atlantic. – Phil. Trans. r. Soc. London, A **294**: 137–155; London.

VANDENBERG, J. (1980): New paleomagnetic data from the Iberian Peninsula. – Geol. Mijnbouw, **59**: 49–60; Amsterdam.

VLIET, A. VAN (1978): Early Tertiary deepwater fans of Guipuzcoa, Northern Spain. In: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (Hrsg.), Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches, 190–209; Stroudsberg, Pennsylv. (Drowden, Hutchinson & Ross).

VOORT, H. B. (1964): Zum Flyschproblem in den Westpyrenäen. – Geol. Rdsch., **53**: 220–233; Stuttgart.

WIEDMANN, J. (1960): Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. – C. R. 84e Congrès Soc. Savantes Paris et Départm., Dijon 1959, Sect. Sciences, Sous-sec. Géol., 709–764; Paris.

— — (1962a): Contribution à la Paléogéographie du Crétacé vascogotique et celtibérique septentrional (Espagne). – Livre Mém. Prof. P. FALLOT, **1**: 351–366; Paris.

— — (1962b): Ammoniten aus der Vascogotischen Kreide (Nordspanien). I. Phylloceratina, Lytoceratina. – Paleontographica, (A) **118**: 119–237; Stuttgart.

— — (1964): Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes. – Estud. geol., **20**: 107–148; Madrid.

— — (1965): Sur la possibilité d'une subdivision et des corrélations du Crétacé inférieur ibérique. – Mém. B.R.G.M., **34**: 819–823; Paris.

— — (1969): The heteromorphs and ammonoid extinction. – Biol. Rev.; **44** (4): 563–602; Cambridge.

— — (1975): Subdivisiones y precisiones bio-estratigráficas en el Cretácico superior de las Cadenas Celtibéricas. – Actas Ier Symposium Cretácico Cordillera Ibérica, Cuenca 1974, 135–153; Cuenca.

— — (1976): Geo- und hydrodynamische Prozesse im Schelfbereich in ihrer Auswirkung auf mesozoische Fossil-Vergesellschaftungen. – Zbl. Geol. Paläont. II, **1976**: 424–439; Stuttgart.

— — (1980a): Itinéraire géologique à travers le Crétacé moyen des Chaînes Vascogotiques et Celtibériques (Espagne du Nord). – Cuadernos Geol. ibér., **5**: 125–240, Madrid.

— — (1980b): Paläogeographie und Stratigraphie im Grenzbereich Jura/Kreide Südamerikas. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **51**: 27–61; Münster i. W.

— — (1982a): Subsidenzgeschichte und Faunenverschiebungen an einem passiven Kontinentalrand: Das nordspanische Kreidebecken. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **164**: 259–264; Stuttgart.

— — (1982b): Grundzüge der kretazischen Subsidenz-Entwicklung im Südatlantik, in Marokko, Nordspanien und im Helvetikum. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **165**: 5–31; Stuttgart.

— — & KAUFFMAN, E. G. (1978): Mid-Cretaceous Biostratigraphy of Northern Spain. – Ann. Mus. nat. Nice, **4** (1976); iii1–iii22; Nice.

— — & BUTT, A. & EINSELE, G. (1978): Vergleich von marokkanischen Kreide-Küstenaufschlüssen und Tiefseebohrungen (DSDP): Stratigraphie, Paläoenvironment und Subsidenz an einem passiven Kontinentalrand. – Geol. Rdsch., **67**: 454–508; Stuttgart.

— — & BUTT, A. & EINSELE, G. (1982): Cretaceous stratigraphy, environment, and subsidence history at the Moroccan continental margin. In: VON RAD, U. et al. (Hrsg.), Geology of the NW-African Continental Margin, 366–395; Berlin etc. (Springer).

— — & KULLMANN, J. & SCHÖNENBERG, R. (Hrsg.) (1982b): Subsidenz-Entwicklung im Kantabrischen Variszikum und an passiven Kontinentalrändern der Kreide. Teil 2. Kreide. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **165**: 1–183; Stuttgart.

— — & BERGNER, H. D. & LABUDE, CH. (1982c): Becken-Evolution und jungkimmerische Bewegungen an der Jura/-Kreide-Grenze Marokkos. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **165**: 46–59; Stuttgart.

WILLIAMS, C. A. (1975): Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic. – Earth Planet. Sci. Lett., **24**: 440–456; Amsterdam.

WINNOCK, E. (1971): Géologie succincte du bassin d'Aquitaine (Contribution à l'histoire du golfe de Gascogne). In: DEBYSER, J.; LE PICHON, X. & MONTADERT, L. (Hrsg.), Histoire structurale du Golfe de Gascogne, **1**: iv. 1-1–iv. 1-30; Paris (Technip).

— — (1973): Exposé succinct de l'évolution paléogéologique de l'Aquitaine. – Bull. Soc. géol. Fr., (7) **15**: 5–12; Paris.

Zitteliana	10	245–254	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 - 9627

The Cretaceous of the Southwestern Iberian Ranges (Spain)

By

LORENZO VILAS, ANGELA ALONSO, CONSUELO ARIAS, ALVARO GARCIA, JOSE RAMON MAS, RICARDO RINCON & NIEVES MELENDEZ*)

With 8 text figures

ABSTRACT

The distribution of facies and tectosedimentary episodes of the Cretaceous of the Southwestern Iberian Ranges have been studied in the present paper. Two main paleogeographic areas are being established: the Southwestern Iberian Trough and the Gulf of Albacete, both of which are valid during the Lower Cretaceous but it is not possible to distinguish these areas during the Upper Cretaceous because the basin is wider and homogeneous. The amplitude and characteristics of the complex stratigraphic gap between the Jurassic and Cretaceous records have been analysed, establishing five episods of tectonic mobility.

Eighteen paleogeographical maps have been established representing the whole of the Cretaceous evolution. This paleogeographic evolution took place during eight main sedimentary cycles, grouping into five tectosedimentary episodes separated by important changes in the configuration of the basin. These five episodes represent the evolution of an aulacogen: a) The graben stage during the Lower Cretaceous, b) The flexure stage during the Middle and Upper Cretaceous and c) The folding phase starting at the end of the Cretaceous.

KURZFASSUNG

Die Faziesverteilung und die durch Tektonik beeinflußte Sedimentationsgeschichte während der Kreide in den südwestlichen Iberischen Ketten wird vorgestellt. Zwei paläogeographische Hauptgebiete können unterschieden werden: Der südwestliche Iberische Trog und der Golf von Albacete; beide lassen sich in der Unterkreide gut unterscheiden, jedoch in der Oberkreide wird das Gesamtbecken breiter und homogener. Der Umfang und die Besonderheiten des Komplexes ,,Stratigraphic Lacune" zwischen dem Jura und der Kreide wurden analysiert; es konnten 5 Phasen tektonischer Mobilität ausgeschieden werden.

Auf 18 paläogeographischen Karten ist die gesamte Kreideentwicklung dargestellt. Diese paläogeographische Entwicklung zeigt 8 Haupt-Sedimentationszyklen, die in 5 tecto-sedimentäre Epochen zusammengefaßt werden, jeweils durch eine Veränderung in der Becken-Konfiguration unterscheidbar.

Diese 5 Epochen repräsentieren die Entwicklung eines Aulacogens:

a) Graben-Bildung während der Unterkreide,
b) Verbiegungen (Flexuren) während der Mittleren und Oberen Kreide, und
c) die mit dem Ende der Kreide beginnenden Faltungsphasen.

INTRODUCTION

We study here the Cretaceous facies distribution and tectonosedimentary evolution in the southwestern area of the Iberian Range (Spain). Many authors have previously worked in this area. Some of them have mainly studied the Cretaceous in its regional contest: FOURCADE (1970), GARCIA (1977), ARIAS (1978), MAS (1981). Others have carried out more general studies giving special attention to Cretaceous rocks: VIALLARD (1973), – MELENDEZ (1973), CHAMPETIER (1972). Some other stratigraphical studies have been also useful here: MELENDEZ et

*) L. VILAS, A. ALONSO, C. ARIAS, A. GARCIA, J. R. MAS, R. RINCON, N. MELENDEZ, Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense y U. E. I. Correlaciones Estratigráficas y Paleogeografía, C. S. I. C., Madrid – 3, España.

alt. (1974), MAS et al. (1977), GARCIA et al. (1978), ARIAS et al. (1979), MAS et al. (1982). The are some non published studies about Cretaceous stratigraphy in this area: GIMENEZ (1981), PEREZ DEL CAMPO (1982), ZABALA (1982), REY (1982). ALVARO et al. (1981) propose a general geotectonic model for this area.

SITUATION

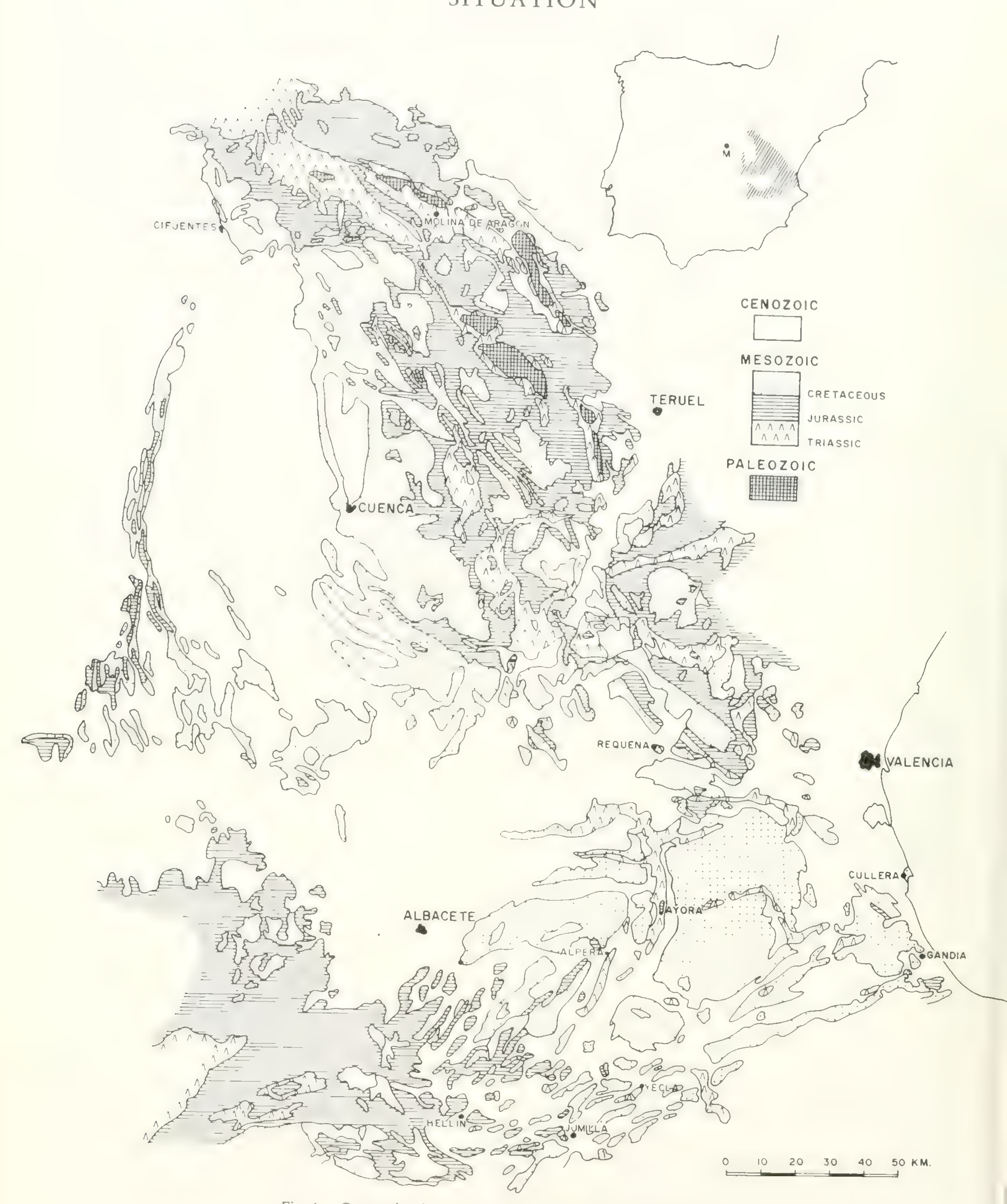


Fig. 1. Geographical and geological situation of the studied area.

The Cretaceous sediments of the Iberian Peninsula can, in outline, be divided into two groups:

One whose marine influence comes from the West or the North, as is the case of the Portuguese Cretaceous and that of Castille North of Spain, and another whose influence comes from the East or South, as is the case of the Béticas, Ibérica s. s. and Catalánides.

Keeping in mind the paleogeographic distribution during this period this first group could be called Proto-Atlantic Cretaceous and the second, Tethys Cretaceous. The areas described skirt the Meseta which, at times, acts as a source area. Within the Cretaceous having a clear influence from Tethys, is that belonging to the area we have named Ibérica s. s. within which it is possible to distinguish two areas that are well separated, especially in the Lower Cretaceous: one in the northeast that includes the Aragonese sector of this Range and the Maestrazgo, and the other in the southwest with its Castillian sector and the southern Levantine region (Fig. 1).

Within the area studied in this paper, a series of zones can be established according to their present disposition as well as some paleogeographic features, even though this division is only valid for the Lower Cretaceous (Fig. 2), since during the Upper Cretaceous the extent of the transgressions makes a characteristic paleogeographic division difficult.

The area of our study for the Lower Cretaceous is limited in the west as well as in the east by two basin edges that have behaved differently: the Meseta that behaves as an active edge as regards the contribution of sediments, and the High of Javalambre-Valencian Massif that only acted as an obvious source area during the first episodes of Cretaceous sedimentation. In the south, the boundary of the Betic basin is formed at present by a tectonic accident that is the reflection of a flexion that existed during the Cretaceous and that was the cause of a depressed area that we call the Jumilla-Yecla zone (outer Prebetic). In this basin with its boundaries, two areas can be distinguished: the southwestern Iberian Trough, with SE-NW transgressions and the Albacete Gulf with E-W transgressions. Finally, there is the fracture zone that borders on the Albacete Gulf in the north, and affects the southwestern Iberian trough as well as the Valencian Massif. This fracture zone is clearly related with the Sierra Martés High (Arias et al. 1979).



Fig. 2. Main paleogeographical features for the Lower Cretaceous.

STRATIGRAPHIC DISCONTINUITY OF THE CRETACEOUS BASE

Of the three areas in which the region has been divided for the Lower Cretaceous, a stratigraphic lacuna exists in the Albacete Gulf and the Southwest Iberian Trough between the Jurassic and Cretaceous sediments extending, at least, part of the Portlandian, the Berriasian and part of the Valanginian. However, in the Jumilla-Yecla zone, this lacuna is either quite reduced, or does not exist at all. For this reason, the problem will be dealt with only as regards the first two areas mentionned above. The basement of the Cretaceous sediments throughout the region is formed by Jurassic sediments, although there are some very local exceptions where they lie directly on Triassic sediments. The farther west one goes in the Albacete Gulf or northwest in the Iberian Trough, the older the Jurassic sediments forming the basement become. At the same time, it can be seen how the Jurassic sediments have been affected by periods of erosion and tectonic mobility prior to Cretaceous sedimentation. Moreover, the age of the first Cretaceous deposits varies all along the zone. If we consider only the Cretaceous sediments, starting from the first expansive stage in the basin, that is, from the Upper Barremian, the age of the base of these sediments becomes younger the farther northwest or west one goes, depending on the zone.

The sum of the erosion of the Jurassic basement and the diachrony of the definite beginning of Cretaceous sedimentation, gives an increase in the stratigraphic lacuna in the direction indicated in Fig. 3. Keeping in mind the present disposition of the outcrops, some sediments from the Lower Barremian age appear in this lacuna, but lacking in continuity; although in the eastern zones, they are situated, by age, almost in continuity with the rest of the Cretaceous sediments, in the western zones, there is an ever-increasing separation between them. This is due to the fact that from the Oxfordian to the Upper Albian, a series of tectonic mobility stages were usually accompanied by periods of erosion. Considering the information available at present, together with the contribution made in this report, an attempt can be made to establish the main episodes:

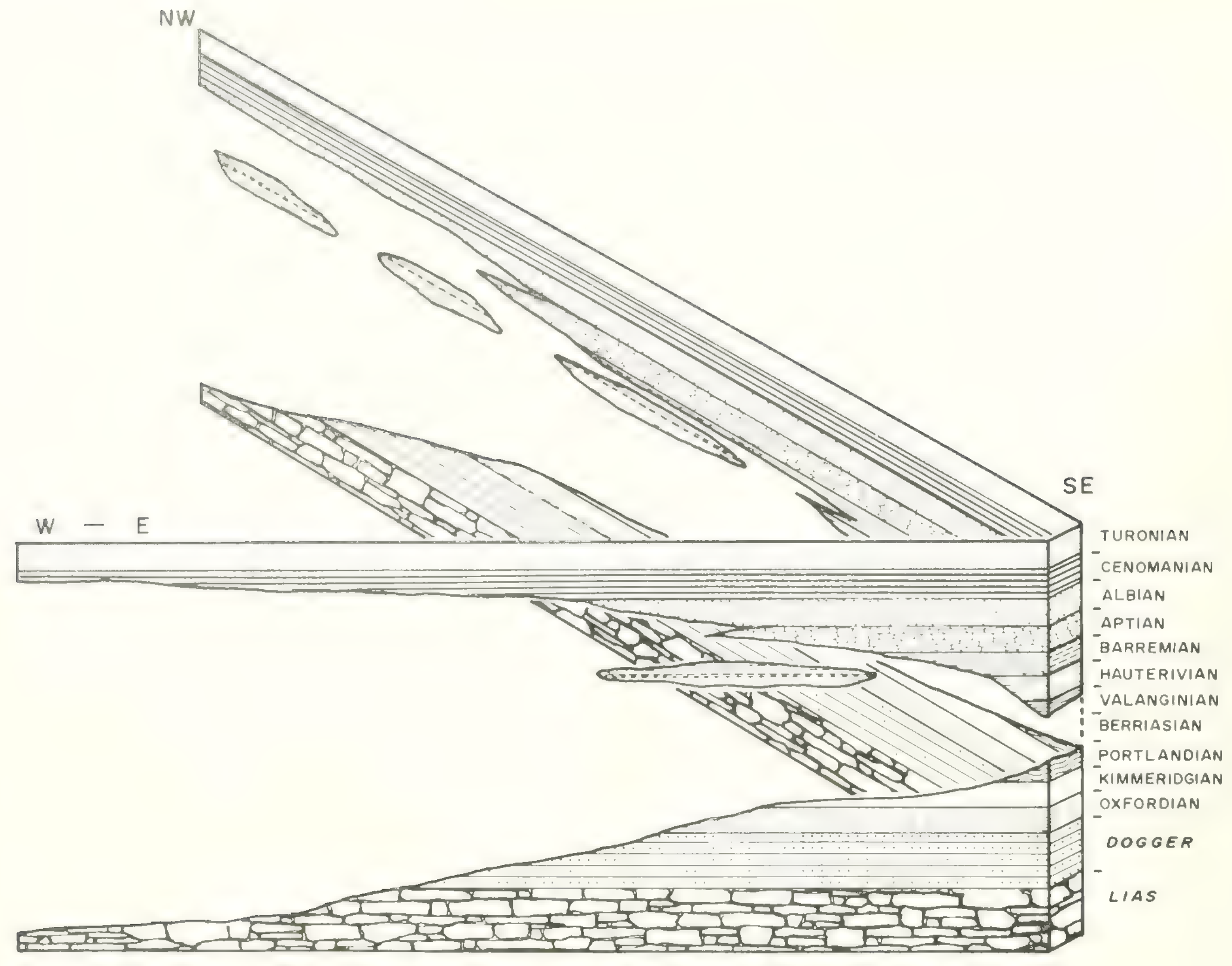


Fig. 3 Stratigraphical lacune between the Jurassic and Cretaceous sediments.

a) Beginning in the Oxfordian, it corresponds to a slow elevation of the entire zone, accompanied by an eastward tilt.
b) Post-Portlandian – Pre Upper-Valanginian, with fracturing in blocks due to the reactivation of Hercinic fractures.
c) Intra-Hauterivian – similar to the above.
d) Intra-Barremian: with fracturing in blocks and a first, general enlargement of the sedimentation area of the basin.
e) Base of the Upper Albian: with a general eastward tilt and an elevation of the Meseta.

FACIES DISTRIBUTION

An analysis of the division, geometry, facies and chronostratigraphic position of the differentiated Cretaceous formations has made it possible for us to establish the distribution of the main sedimentary environments for each differentiated chronostratigraphic interval. The choice of intervals was made according to the possibility of datings or the need to demonstrate important paleogeographic changes during certain time lapses within the Cretaceous.

From the Berriasian only marine sediments with marine characteristics similar to those of the Portlandian are known in the Jumilla-Yecla zone. In the remaining areas, either there was no sedimentation, or it was later eroded. (Fig. 4.1).

During the Valanginian-Hauterivian (the fossils found do not permit greater precision), the marine influence quickly advanced in a narrow, elongated basin predetermined by basement tectonic together with the reactivation of Tardihercinian strike-slip faults, basically in a NW-SE direction. Lagoon and tidal plain environments appear which, in turn, are bordered on the NW by coastal alluvial plains with a certain tidal influence, (Fig. 4.2). In the Jumilla-Yecla region, the sedimentation is marine of a recifal nature.

In the Lower Barremian (Fig. 4.3), probably covering as well the Upper Hauterivian, the sedimentation continues in a narrow trough, reaching more northernly positions and developing as well in other points within the Albacete Gulf. During this stage, in the entire basin within the Iberian trough, there was a predominant appearance of paralic environments with a more littoral nature in the extreme southeast and more

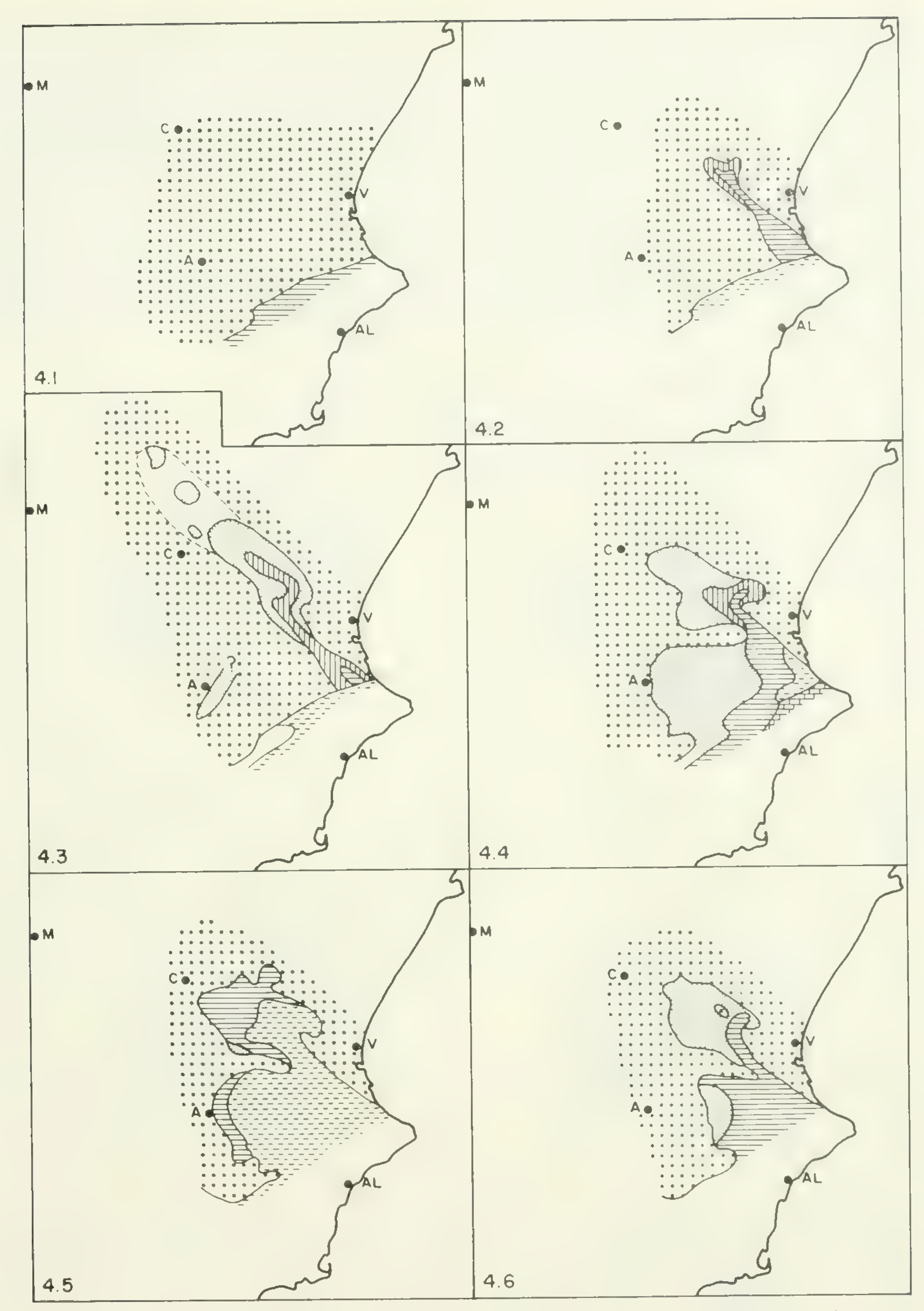


Fig. 4. Paleogeographical maps: 4.1 Berriasian. 4.2 Valanginian-Hauterivian. 4.3 Lower Barremian. 4.4 Upper Barremian. 4.5 Bedoulian. 4.6 Lower Gargasian.

continental towards the NW. A narrow connecting band existed between the two in which marsh environments prevailed of mixed terrigenous-carbonate nature. In general, within this group of paralic environments, the carbonate facies prevailed towards the SW in the Albacete Gulf, while the siliciclastics were concentrated round the High of Javalambre-Valencian Massif. In the northeastern area of the Jumilla-Yecla zone, the sedimentation is of a carbonate nature with a very strong marine influence.

From this moment, the paleogeography of the region undergoes an important change due to an important interval of tectonic instability. This new stage begins with the appearance of coastal alluvial plains, during the Upper Barremian, together with extensive silty inundated plains, with lacustrine subenvironments. In the southeasternmost part, calm environments prevail with an internal, carbonate platform of the Urgonian type, with a wide development of Rudists, essentially Requienids. Between these marine environments and the continental ones, there is a wide band of coastal environments of a mixed terrigenous-carbonate nature, surrounded on the north by marshes, (Fig. 4.4).

In the Bedoulian (Fig. 4.5), an Urgonian type platform ap-

pears in the basin with calm, carbonate, inner platform environments, with a large development of Rudists, basically Requienids and Monopleurids. Skirting it on the north, there is a coastal band of a mixed terrigenous-carbonate nature in which coastal bars, channels and tidal plains develop.

The Lower Gargasian corresponds to a regressive stage, with a sudden arrival of terrigenous sediments basically from the Meseta to the basin, where coastal alluvial plains appear. In the southern region, mixed terrigenous-carbonate lagoon coastal environments appear, of a more open nature the farther south one goes, (Fig. 4.6).

During the Upper Gargasian-Clansayesian, (Fig. 5.1), the installation of a new Urgonian platform of lesser extension than the previous one occurred which, in the outermost zones, offers a large development of Rudists (Requienids and Monopleurids) and Corals. Skirting this platform, there were mixed terrigenous-carbonate coastal environments with a development of coastal bars and tidal plains. In the northern part, coastal alluvial plains developed. This stage ends with the important arrival of terrigenous sediments to a large part of the basin, corresponding to the Lower-Middle Albian, forming the base of the "Arenas de Utrillas", (Fig. 5.2). The

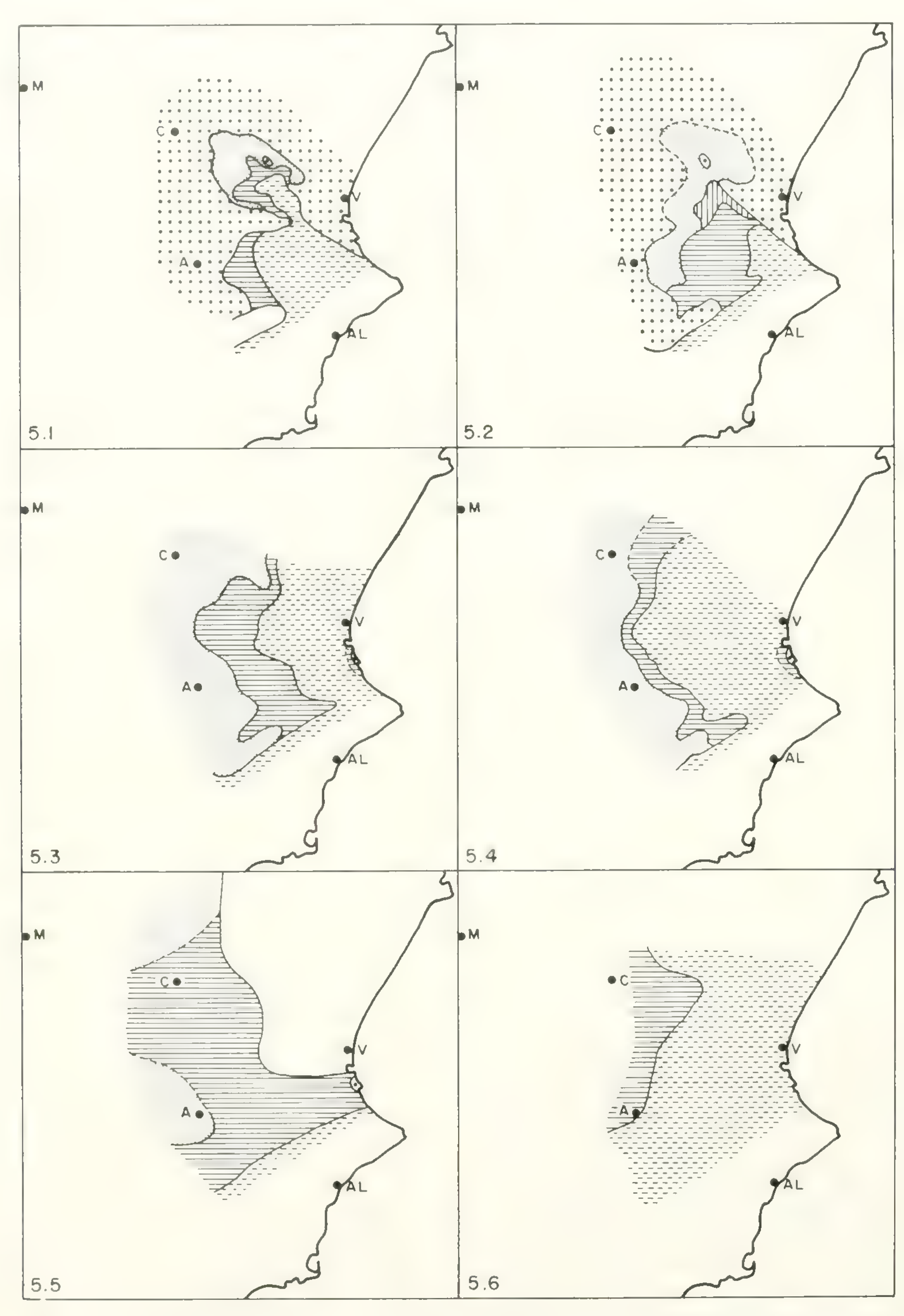


Fig. 5. Paleogeographical maps: 5.1 Upper Gargasian-Clansayesian. 5.2 Lower-Middle Albian. 5.3 Upper Albian (lower part). 5.4 Upper Albian (upper part). 5.5 Lower Cenomanian. 5.6 Middle Cenomanian.

deposits, corresponding to this time and that display a greater carbonate internal platform marine influence, are limited to the southernmost zone. In the western and northern part of the basin, alluvial and coastal plain environments appear and which, in their most distal areas, were clearly influenced by tides. Between these there is a mixed terrigenous-carbonate coastal band with coastal bars and a lagoon. The expansion of the basin begins at this moment, surpassing the High of Javalambre-Valencian Massif. This process presents two transgressive pulses: one corresponding to the Upper Albian, in which an internal carbonate platform was installed, skirted on the W by mixed terrigenous-carbonate coastal environments, (Fig. 5.3). The zone more to the west parallel to the previous one, facies are found corresponding to proximal to distal alluvial plains that correspond to the "Arenas de Utrillas" Formation. In the second pulse, which took place during the Vraconian, after a short regressive episode, a more complex, more extensive, carbonate, internal platform was installed, (Fig. 5.4).

As a result of all this, the basin offers conditions from which a clear homogenization of the same is produced during the Cenomanian with the definite installation of a relati-

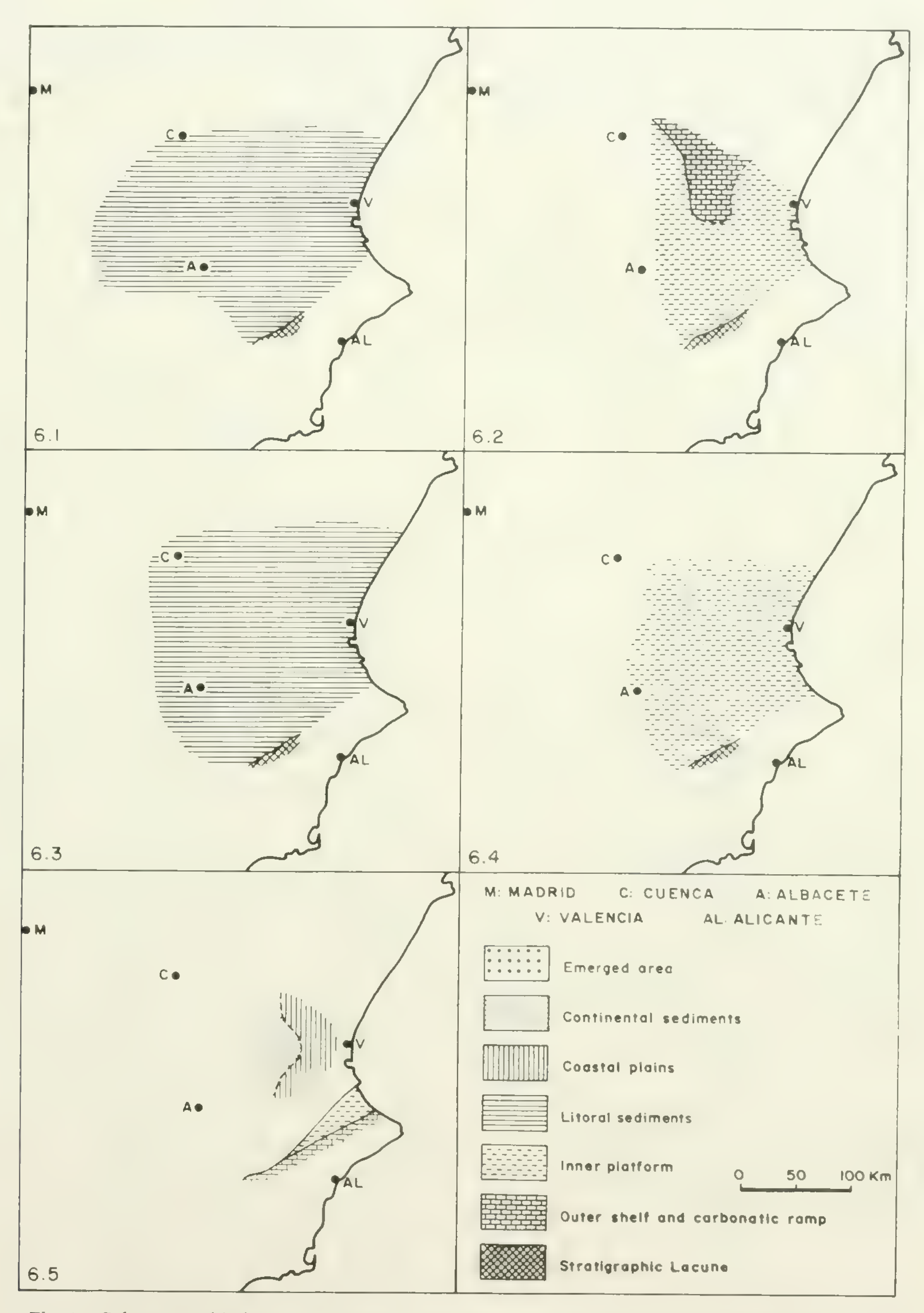


Fig. 6. Paleogeographical maps: 6.1 Upper Cenomanian. 6.2 Lower Turonian (basal part). 6.3 Upper Coniacian. 6.4 Santonian-Lower Campanian. 6.5 Upper Campanian-Lower Maastrichtian.

vely stable epicontinental platform throughout the entire Iberian region, (Fig. 5.5). The sedimentation in this platform begins in the western part with open, carbonate lagoon environments, showing a strong influence of fine terrigenous sediments. In the western and northern parts, restricted lagoon environments prevail of a mixed fine terrigenous and carbonate nature. Related with these are extensive zones of marshy tidal plains, changing into continental terrigenous facies towards the NW and W.

During the Middle Cenomanian, a carbonate internal platform was installed throughout the entire region, (Fig. 5.6). The Upper Cenomanian is characterized by a basic fact which is the general homogeneization of the basin, with the appearance of wide carbonate tidal plains, (Fig. 6.1).

Another transgressive period begins in the Lower Turonian (Fig. 6.2), which, during the first stage, causes a complete homogeneization, with the installation of an extensive carbonate platform tilted northwards in which the outermost environments are found, including ammonites and planctonic foraminifers. During the second stage, a regressive tendency is initiated and a carbonate ramp is formed with more external zones of micritic sedimentation and Rudist patches, together with other more superficial zones where large calcarenitic bars develop. After this, there is an interruption episode throughout the entire area and which includes, at least, the Upper Turonian and part of the Coniacian. Starting at this point, an extensive, superficial and complex, internal carbonate platform appears, reaching its maximum development during the Upper Santonian, (Figs. 6.3 and 6.4).

The regressive tendency ends during a second stage developed in the Upper Campanian-Maastrichtian, and in which extensive plains appear near the coastline with permanent marshes and lakes containing carbonate and lutitic sedimentation, (Fig. 6.5).

SEDIMENTARY CYCLES AND TECTOSEDIMENTARY EPISODES

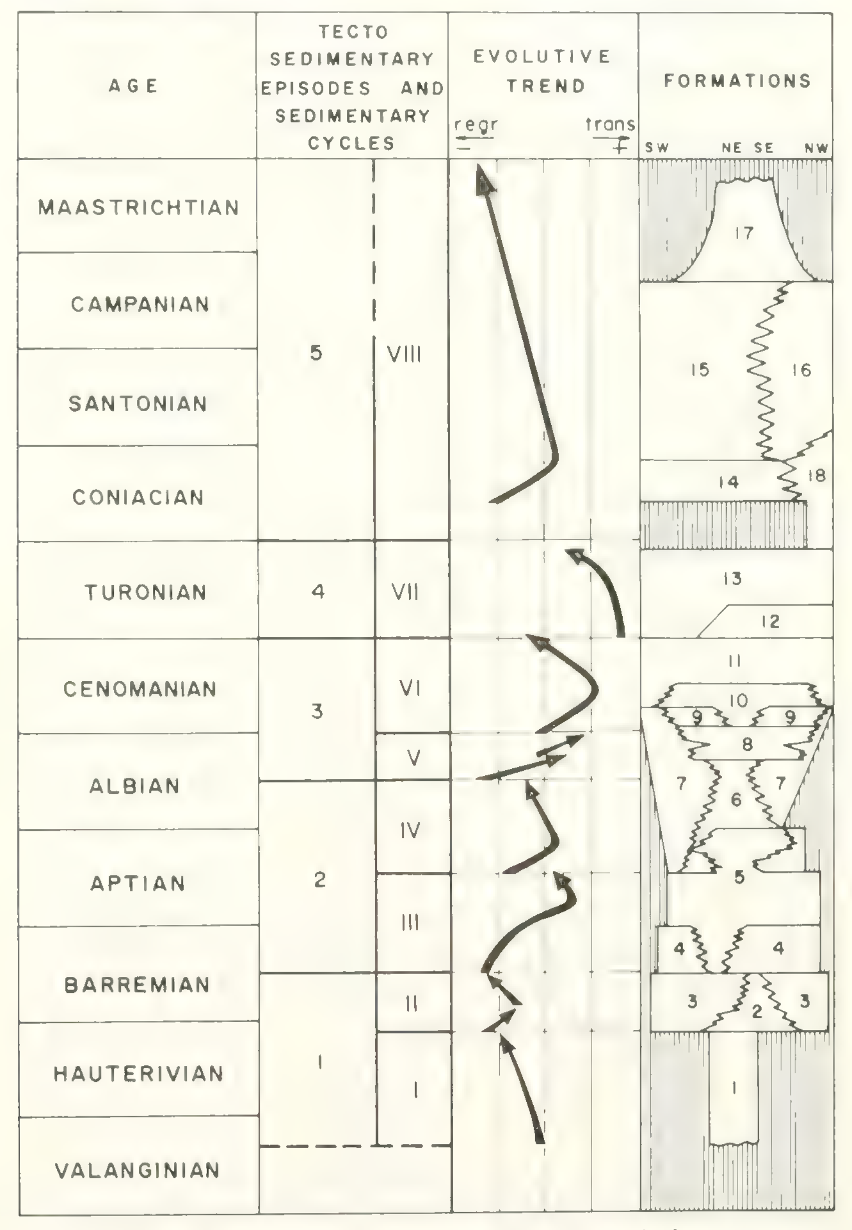


Fig. 7. Sedimentary cycles and tectosedimentary episodes.

The different types of facies described, their horizontal distribution for each age and the variations in their vertical distribution, have made possible to establish eight sedimentary cycles for the Cretaceous of this sector of the Iberian Range (MAS et al. 1982). These sedimentary cycles are usually separated by stratigraphic discontinuities of different classes, reflected by important changes in their sedimentologic and paleogeographic evolution. These eight sedimentary cycles can be grouped, at the same time, into five large tectosedimentary episodes (see below) whose boundaries are determined by events that effect on the whole entire area in question. The cycles, the tectosedimentary episodes, as well as the temporal and spatial position occupied by the eighteen differentiated lithostratigraphic units, are represented in Fig. 7.

The first cycle (I), developed during part of the Valanginian and/or part of the Hauterivian (no definite paleontological confirmation on the same exists), appears only in limited areas within the southwestern Iberian Trough. It corresponds to the beginning of sedimentation after an absence of deposits and erosion, during which time important episodes of tectonic instability occurred in almost the entire area studied. The sediments were deposited in a narrow, elongated basin, predetermined by a tectonic of basement blocks together with the reactivation of Hercinian strike-slip faults. In general, this cycle offers a regressive nature and terrigenous sediments predominate.

After another interval of tectonic instability, reflected by sedimentary interruption with a period of erosion, an abrupt change was brought about in sedimentation conditions, but the paleotectonic guidelines that condition the shape of the basin were maintained. Under these circumstances, cycle II evolved mainly during the Lower Barremian, although it can also be represented at the top of the Hauterivian. It begins with a short period characterized by a transgressive trend followed by another regressive period. The sediments, corresponding to this cycle, are terrigenous or carbonatic, depending on the area.

Cycle III, which includes the Upper Barremian and the Bedoulian, corresponds to the expansive stage of the basin, with the development of the transgression that produced the installation of a marine platform with Urgonian sedimentation. This transgression is complex, as it developed from a double pulse, the first corresponding to this cycle, (ARIAS et alt. 1979). The base contains mainly fine terrigenous sedimentation, changing into carbonate as the transgression advances. Only at the very end of this cycle can regressive features be found.

Cycle IV includes the Upper Aptian and the Lower and Middle Albian, and corresponds to the second pulse of the Aptian transgression. A large part of the "Arenas de Utrillas" Formation is found at the top. The base of the cycle is transgressive, starting with terrigenous sediments that correspond to coastal alluvial plains, passing to lagoons and ending, towards the top, in an Urgonian carbonatic platform, less extensive than the previous one. This cycle finishes with a regression caused by the powerful arrival of terrigenous sediments from the Meseta that cover a large part of the basin.

Cycle V develops during the Upper Albian and includes two transgressive pulses, abruptly interrupted at the top. The upper is more extensive than the lower one, and both develop in a northwestern direction, according to the model given by GARCIA et al. (1978). This cycle represents the base of the large transgression of the Upper Cretaceous in the Iberian Range, where the expansion of the basin is considerable, surpassing for the first time the Javalambre High and the Valencian Massif which, till the moment, had closed the basin on the northeastern side.

Cycle VI occurs throughout the entire Cenomanian and includes a transgressive-regressive series with carbonate sediments. During this cycle, a clear homogenization of the basin is produced. The most important point is the installation of extensive carbonatic tidal flats.

Cycle VII represents the Turonian (s. l.); however, its continuity cannot be determined in the Upper Turonian. In general, it has a regressive nature which is abruptly interrupted towards the top. It corresponds to the stage in which the basin underwent a maximum opening towards the open sea, with the installation of Ammonite and planctonic Foraminifera environments. Towards the top Rudist patches predominate.

After this cycle, it has not been possible to make a paleontological distinction of the Upper Turonian nor of a large part of the Coniacian throughout the southwestern Iberian Range. This coincides with a stage in which there are signs of evident sedimentary interruption in the entire area. For this reason, and due to a lack of more conclusive evidence, we believe there is a possible lacune which would include the above mentioned time interval.

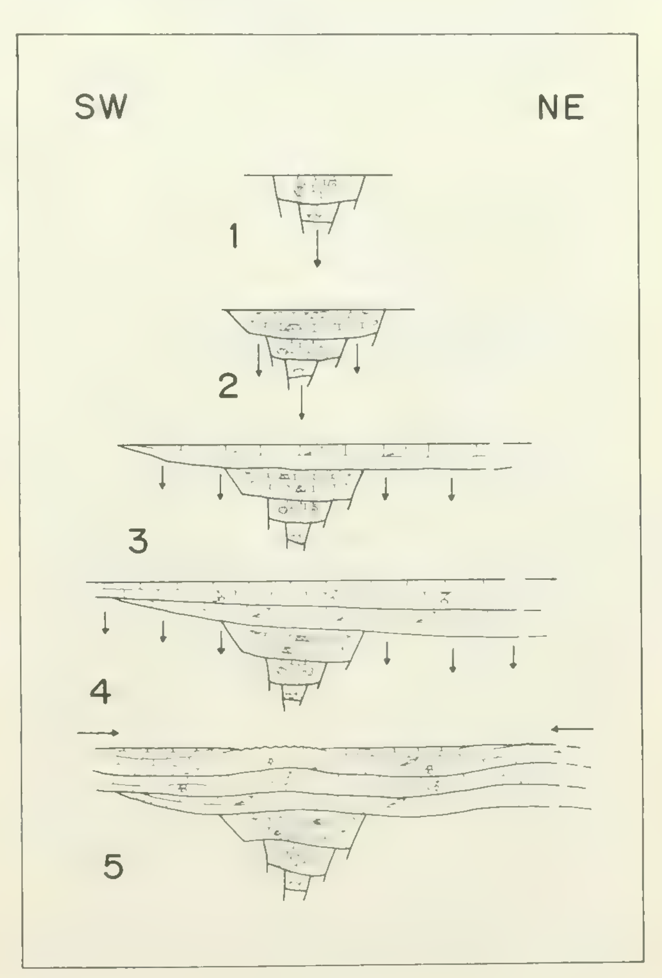


Fig. 8. Tectosedimentary episodes (see text).

After this interruption, the sedimentation is renewed with sediments of an obvious continental influence which form the base of cycle VIII. This cycle, belonging to the Senonian, develops rapidly into a shallow carbonatic platform, initiating at once a regressive period that occupies the greater part of the cycle. The cycle ends with the intallation of continental environments near the coastline.

These eight sedimentary cycles in which the Cretaceous sediments of this region have been divided, can be grouped into five tectosedimentary episodes, based on tectonic phenomena of varying importance with repercussions in sedimentation.

In Fig. 8 the different tectosedimentary episodes are represented by way of an imaginary section of the SW Iberian Trough in a SW-NE direction.

The first episode includes cycles I and II and is characterized by a strong sedimentation influenced by a tectonic of basement blocks, with the formation of throughs and little bassins related with grabens that offer strong subsidence and a large amount of sedimentation. Within this episode, and between cycles I and II, a greater expansion of the basin can be seen in the latter, taking into consideration the present outcrops. In the second episode, which includes cycles III and IV, instability continues, represented by the movement of blocks that divide the basin in zones of differentiating subsidence. But, in general, this mobility is much less than in the previous episode, which allows for a greater expansion of the sedimentation area that coincides with the "Aptian transgression", causing the development of Urgonian carbonate platforms. By the end of this espisode, the arrival of terrigenous contributions begins in the Albacete Gulf, representing the regressive stage of cycle IV, without any discontinuity with the Urgonian limestones. The third episode, which includes cycles V and VI, begins with the arrival and expansion of terrigenous sediments in the basin, having caused an evident previous erosion in some areas. This fact may be a reflection of an elevation of the Meseta area at this time. During this episode, the subsidence is of a generalized nature and not differentiated in blocks, causing a homogenization of the basin in the upper part with the installation of an extensive epicontinental shelf. In the fourth episode, which includes cycle VII, the epicontinental platform is enlarged and deepened, opening northwestwards by means of a tilt on a NW-SE axis. During this episode, the Proto-Atlantic and the Tethys basins were possible joined together through the high of the westernmost part of the region under study. Finally, and after an important interruption in sedimentation, the fifth tectosedimentary episode appears, which includes cycle VIII. During this episode, the basin becomes shallow and is finally divided into little basins with an increasingly more continental nature. The geometry of this division does not appear to have any relation with that of the Lower Cretaceous.

Following the consideration of aulocogene, established for the Iberian Range by ALVARO et al. (1981), with reference to all the sediments from the Permian to the Cretaceous, the evolution we described for the Cretaceous with its stages of fracturing and graben (Lower Cretaceous), flexure (Upper Cretaceous) and folding (Final Cretaceous), corresponds in itself to the internal development of an aulacogenous through.

REFERENCES

ALVARO, M.; CAPOTE, R.; y VEGAS, R. (1981): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. – Acta Geológica Hispánica. Libro Homenaje a Luis SOLE SABARIS; **14**, pp. 172–177. Barcelona.

ARIAS, C. (1978): Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del nordeste de la provincia de Albacete. – Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, **3**, Tesis Doctoral. 299 págs. Madrid.

ARIAS, C.; MAS, J. R.; GARCIA, A.; ALONSO, A.; VILAS, L.; RINCON, R. & MELENDEZ, N. (1979): Les faciès urgoniens et leurs variations pendant la transgression aptienne occidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne). – Géobios, Mém. Spec., **3**, pp. 11–23. Lyon.

CHAMPETIER, Y. (1972): Le Prébétique et l'Ibérique côtiers de la province d'Alicante (Espagne). – Thèse Univ. Nancy. Sciences de la Terre, Mém., **24**, 170 págs. Nancy.

FOURCADE, E. (1970): Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes bétique et ibérique (SE. de l'Espagne). – Thèse., 427 págs. Paris.

GARCIA, A. (1977): Jurásico terminal y Cretácico inferior en la región central de la provincia de Valencia y noreste de la provincia de Albacete. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, **1**, 334 págs. Madrid.

— — MAS, J. R.; ARIAS, C.; VILAS, L.; ALONSO, A. et RINCON, R. (1978): Evolution sédimentaire des faciès terrigènes, mixtes et carbonatés de l'Albien supérieur-Cenomanien, dans la région de Cuenca-Almansa, Espagne. – Cahiers de Micropaléontologie, **4**, pp. 11–19. Paris.

GIMENEZ, R. (1981): El Cretácico superior de un sector del alto Tajo (Guadalajara). – Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense, Inédito. Madrid.

MAS, J. R. (1981): El Cretácico inferior de la región noroccidental de la provincia de Valencia. – Tesis Doctoral. Universidad Complutense. In lit. Madrid.

— — y ALONSO, A. (1977): Evolución sedimentológica del Jurásico terminal en "Facies Purbeck" y Cretácico basal en "Facies Weald" de Villar de Tejas (Valencia). – Estudios Geológicos, **30**, n° 6, pp. 557–569. Madrid.

— — ALONSO, A.; GARCIA, A.; ARIAS, C.; VILAS, L.; MELENDEZ, N. & RINCON, R. (1982): Les grandes étapes dans l'évolution du Crétacé de la zone suddoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne). – Soc. Géol. France, 9 Reunion Annuelle des Sciences de la Terre. Paris.

MELENDEZ, F. (1973): Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas. – Tesis Doctoral. Univ. Complutense. T. I y II. 245 págs. Madrid.

— — SANCHEZ, P.; VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO, J. M.; OLIVE, A. & ASSENS, J. (1974): Síntesis del Cretácico de la zona sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. – I. Symp. Cret. Cordillera Ibérica, pp. 241–252. Cuenca.

PEREZ DEL CAMPO, P. (1982): Los primeros episodios de la sedimentación cretácica en el extremo suroriental del Sistema Ibérico. (Región de Cullera-Jaraco, provincia de Valencia). – Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense. Inédita. Madrid.

REY, L. (1982): El Cretácico del Alto Tajo entre Canales del Ducado y Villar de Cobeta (Provincia de Guadalajara). – Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense. Inédita. Madrid.

VIALLARD, P. (1973): Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique sud-occidentale. – Thèse, Travaux du Lab. de Géol. Méditerranéenne. Univ. Paul Sabatier. 445 págs. Toulouse.

ZABALA, L. (1982): Los primeros episodios de la sedimentación cretácica en el extremo suroriental del Sistema Ibérico (Región de Dos Aguas-Alcira, provincia de Valencia). – Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense. Inédita. Madrid.

Zitteliana	10	255–264	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Le Crétacé inférieur de Tunisie Aperçu stratigraphique et sédimentologique

Par

PIERRE FELIX BUROLLET, LUCIA MEMMI et ALI M'RABET*)

Avec 2 figures dans le texte et 1 tableau

RESUMÉ

Le Crétacé inférieur de Tunisie est remarquable à la fois par la puissance (jusqu'à 4000 m) de ses sédiments et la variabilité de ses dépôts. Ces séries ont été subdivisées en unités lithostratigraphiques, d'utilisation courante. De même, l'abondance des fossiles (Ammonites, Foraminifères) à certains niveaux à permis d'établir des subdivisions biostratigraphiques. Parallèlement l'étude sédimentologique a précisé les milieux de sédimentation et l'évolution paléogéographique de ces séries.

En Tunisie, trois séquence sédimentaires peuvent ainsi être distinguées. La première du Jurassique terminal au Barrémien p. p. est régressive. Elle correspond essentiellement à la mise en place d'un complexe terrigène progradant de type deltaïque depuis le Nord du Sahara jusqu'en Tunisie centrale. Vers le Nord, on passe à des dépôts marno-calcaires où les récurrences turbiditiques sont fréquentes. Les deux séquences suivantes datées du Barrémo-Aptien sont transgressives puis régressives.

En Tunisie Centrale et méridionale, les dépôts sont carbonatés, terrigènes ou évaporitiques de type plateforme. Plus au Nord, ils sont relayés par des faciès carbonatés à éléments récifaux puis par des marnes de mer ouverte. L'ensemble transgressif du Crétacé supérieur débute dans l'Albien.

La répartition des faciès et des épaisseurs de ces séries est régie par des facteurs structuraux auxquels s'associe le début de mouvements halocinétiques.

KURZFASSUNG

Die Unterkreide in Tunesien ist bemerkenswert durch ihre große Mächtigkeit (bis 4000 m) und die Verschiedenartigkeit der Sedimente. Diese Serien wurden in lithostratigraphischen Einheiten unterteilt; reiche Ammoniten- und Foraminiferenfunde erlaubten eine biostratigraphische Gliederung. Sedimentologische Untersuchungen halfen die paläogeographische Entwicklung zu erhellen.

Man kann drei Sedimentations-Abfolgen unterscheiden: Die erste Abfolge ist regressiv beginnend mit dem Ende des Jura bis in das Barreme. Ein terrestrischer Komplex in Form eines Deltas rückt nordwärts aus der Nord-Sahara bis nach Mittel-Tunesien vor. Nach Norden zu folgen Mergel-Kalk-Folgen mit häufigen Turbidit-Einschaltungen. Die beiden nachfolgenden Sequenzen sind zunächst transgressiv, dann wieder regressiv.

In Zentral- und Südtunesien handelt es sich meist um Karbonate terrigene und z. T. evaporitische Ablagerungen vom Plattformtyp. Nach Norden zu werden sie abgelöst durch Riffgesteine und weiter anschließend durch Mergelsedimente eines offenen Meeres. Die transgressive Folge, die bis in die Oberkreide reicht, beginnt im Alb. Die Faziesverteilung und die Mächtigkeiten dieser Serien stehen in Abhängigkeit von tektonischen Großstrukturen, hinzu kommt der Beginn von halokinetischen Bewegungen mit Bodenunruhen.

*) P. F. BUROLLET, Total – C. F. P., 35–45 Quai A. Citroen, F-75739 Paris Cedex 15; L. MEMMI, Département de Géologie (Service Géologique), 95 Av. Mohamed -V-, 1002 Tunis Belvédère, Tunisie; A. M'RABET, Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences, Campus Universitaire, 1006 Tunis El Menzah, Tunisie.

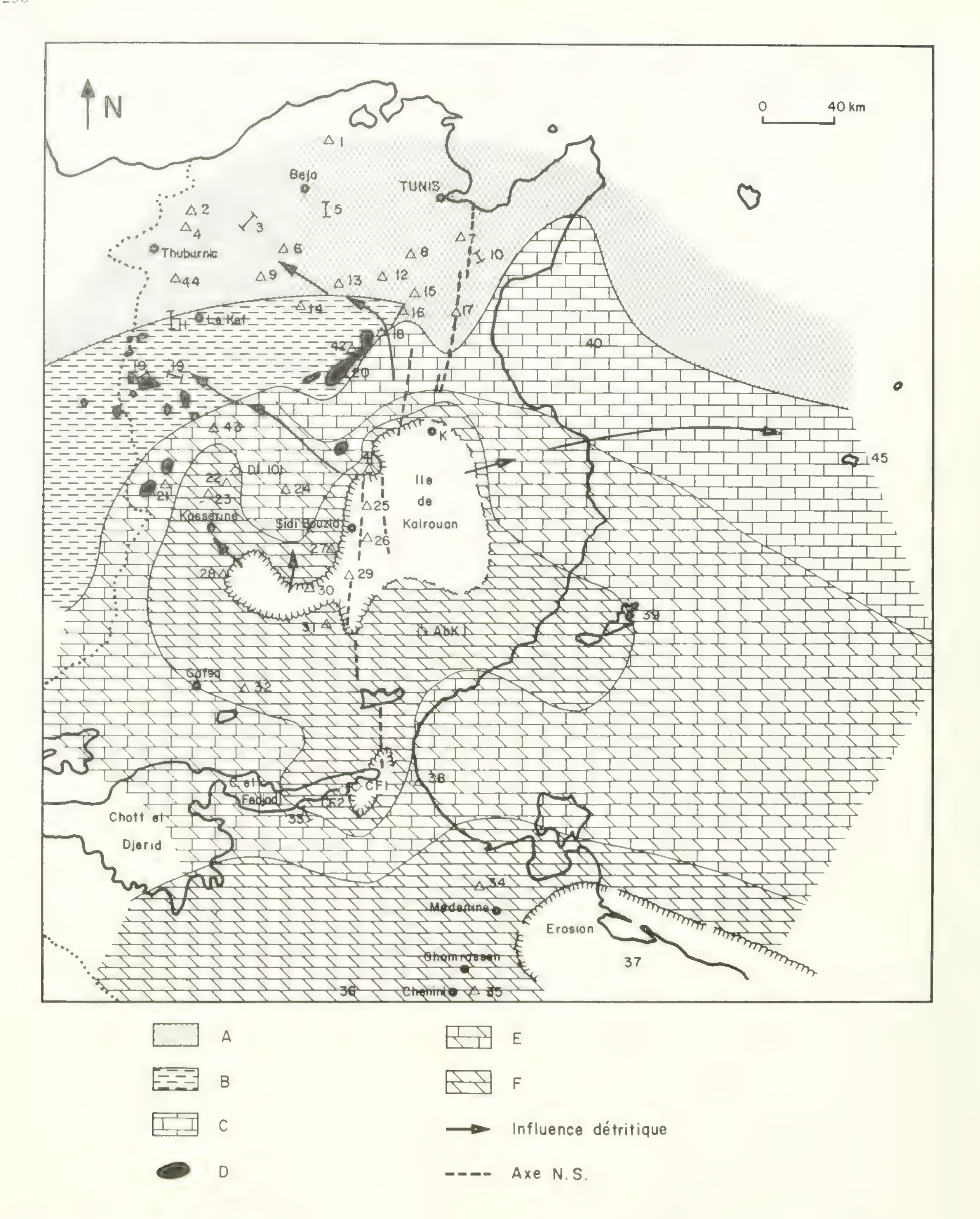


Fig. 1: D'après J. MARIE et al. 1980).

A = Argiles à faune planctonique; B = Transition entre A et C; C = Calcaire bioclastique subrécifal; D = Récif; E = Calcaire bioclastique dolomitisé; F = Dolomie avec passées d'anhydrite et de détritiques.

Liste des Localités: (1) Jebel Graouche; (2) Jebel Adissa; (3) Coupe de Zeflana; (4) Jebel Ed Diss; (5) Coupe d'Oued Zarga; (6) Jebel Goraa; (7) Jebel Ressas; (8) Jebel Oust; (9) Jebel Rhazouane; (10) Khanguet el Hadjadj; (11) Coupe du Barrage du Mellègue; (12) Jebel Bene Klab; (13) Jebel Rihane; (14) Jebel Cheid; (15) Jebel Zaghouan; (16) Jebel Ben Saidane; (17) Jebel Mdeker; (18) Jebel Zaress; (19) Coupe de la Gara – Hameima; (20) Jebel Serdj; (21) Jebel el Hamra; (22) Jebel Semmama; (23) Jebel Chambi; (24) Jebel M'Rhila; (25) Jebel Nara; (26) Jebel Sidi Khalif; (27) Jebel Kebar; (28) Jebel Sidi Aïch; (29) Jebel Boudinar; (30) Jebel Meloussi; (31) Jebel Bou Hedma; (32) Jebel Orbata; (33) Coupe de Foum el Argoub; (34) Jebel Tebaga de Médenine; (35) Jebel Merbah el Asfer; (36) Dahar; (37) Jeffara; (38) Gabès; (39) Mole des Kerkennah; (40) Golfe de Hammamet; (41) Jebel Hallouf; (42) Jebel Bargou; (43) Jebel Bou el Haneche; (44) Ouargha; (45) Lampedusa.

INTRODUCTION

Le Crétacé inférieur de Tunisie est remarquable par la puissance de ses sédiments et par ses variations de faciès; faisant suite à des travaux de reconnaissance (Pervinquière 1903, Solignac 1927) et à des études régionales (Castany 1951 et Sainfeld 1952), une classification lithostratigraphique a été proposée par Burollet (1956) et est couramment utilisée depuis. Les progrès de la paléontologie, en particulier dans le domaine des Ammonites, des Foraminifères, des Ostracodes et des Tintinniens ont permis une subdivision biostratigraphique fine (Bismuth 1973, Memmi 1981, Salaj 1980, etc.). Le développement des analyses sédimentologiques a permis de préciser les milieux de dépôts (Fournie et Pacaud, 1973, M'Rabet 1981) tandis que les forages pétroliers étendaient les connaissances à l'Est et au Sud des zones d'affleurements.

1. AIRES DE SEDIMENTATION

Durant le Crétacé inférieur la Tunisie est le siège d'un conflit entre les apports détritiques sahariens et les faciès marins ouverts téthysiens au Nord. A l'exception de la plate-forme stable saharienne (Dahar et Jeffara), il s'agit d'une plate-forme instable irrégulièrement subsidente s'abaissant vers un bassin profond situé plus loin au Nord.

En Tunisie atlasique et orientale, c'est-à-dire tout ce qui est au Nord de Gabès on met en évidence un certain nombre de secteurs structuraux. Dans le sens Ouest-Est on distingue la Tunisie occidentale, plus instable, de la Tunisie orientale plus stable mais entièrement masquée maintenant par les sédiments néogènes et quaternaires ou par les eaux de la Mer Pélagienne; à la limite des deux, une suture majeure dite Axe Nord-Sud, formée probablement d'un ensemble de failles N. S. accidentant le socle ante-triasique, a joué en bourrelet et en butoir.

Dans le sens transversal, on distingue les unités suivantes du Sud au Nord:

- Des sillons subsidents au niveau des Chotts et de Gafsa à l'Ouest, sous le Golfe de Gabès à l'Est.
- Une transversale moins subsidente au droit de la Tunisie centrale à l'Ouest et du môle des Kerkennah à l'Est; durant l'Aptien et l'Albien inférieur, une large zone de ce secteur était émergée à proximité et surtout à l'Est de l'Axe N. S.: l'île de Kairouan.
- Au Nord, la plate-forme s'abaisse vers des bassins fortement subsidents et plus profonds: sillon tunisien au N. O. et Golfe de Hammamet au N. E. Plus au N. W., au-delà du sillon tunisien, une ride se serait ébauchée à certaines époques (Hairech), le séparant des sillons telliens.

2. DESCRIPTION DES SERIES DU SUD AU NORD

2.1 Dans le sillon des Chotts et sur le Craton saharien le passage Jurassique – Crétacé se fait en continuité de sédimentation. La série purbecko-wealdienne ou formation Asfer est constituée d'alternances de minces dépôts marins et de couches gréso-argileuses subcontinentales. Busson (1972) attribue le dépôt de ces couches à des transgressions et des régressions marines sur un pays extrêmement plat correspondant à un environnement de type deltaïque.

Mince et gréseuse au Sud, la série montre vers le Nord, en direction du promontoire du Tebaga, un enrichissement relatif en carbonates.

Dans le sillon des Chotts, ces séries ont été recoupées par les sondages pétroliers. M'Rabet (1981) les compare aux formations Meloussi et Boudinar de Tunisie Centrale.

Au-dessus, apparaît à Bateun el Rezel (S. S. W. de Tatahouine) une série de sables, d'argiles rouges et vertes, de grès grossiers ou formation Chenini. Busson (1972) pense que cette série serait en partie d'âge hauterivien. Il s'agit de dépôts fluvio-deltaïques accumulés par des cours d'eau extrêmement puissants. Ces conditions subaériennes sont entrecoupées de phases d'émersion et d'érosion.

Cette série se biseaute vers le Nord et s'épaissit vers l'Ouest en direction du Sahara. Recoupée par les sondages pétroliers, dans l'anticlinal des Chotts, cette série comporte des calcaires à *Choffatella decipiens* d'âge Barrémien. M'Rabet (1981) compare cette série à la formation Bou Hedma de Tunisie centrale.

Dans la région du Tebaga de Médenine, des dolomies et des calcaires dolomitiques à nodules siliceux noirs de la «barre carbonatée inférieure» (Busson, 1967) surmontent la formation Chenini. Ils ont livré une faune de *Cylindroporella* et *Palorbitolina lenticularis* de l'Aptien et correspondent à un faciès à tendances lagunaires.

La présence d'un Albien d'épaisseur réduite est probable. Vers le Nord «la barre carbonatée inférieure» s'épaissit alors que vers le Sud, à la latitude de Ghoumrassen elle s'enrichit en quartz clastiques.

Sur le flanc Sud du Chott Fedjedj des marnes à passées gypseuses et à intercalations calcaro-dolomitiques, avec une riche faune du Gargasien, sont surmontées par des grès grossiers à bois fossiles recouverts eux-mêmes par des alternances de calcaires parfois oolitiques, d'argiles et de marnes. Ces dernières couches ont fourni une riche faune d'Ammonites *(Knemiceras aegyptiacum, K. douvillei, K. gracile)* qui indiquent un âge albien moyen à supérieur.

Au-dessus repose une barre carbonatée constituée de bancs durs et massifs de dolomies et de calcaires dolomitiques formant une corniche. Cette série correspond à la barre albo-vra-

conienne connue vers l'Ouest, dans les régions sahariennes. Certains niveaux silicifiés su sommet ont livré des Nérinées, des Huîtres et des Rudistes *(Distefanella* et *Eoradiolites)*.

2.2 En Tunisie centrale, entre Gafsa, Kasserine et Kairouan, la transition est progressive entre les faciès méridionaux et les séries marines du Nord. On verra donc progressivement les unités lithostratigraphiques deltaïques ou intermédiaires faire place à des termes argilo-calcaires compréhensifs.

En fait, l'ensemble des formations du Crétacé inférieur représente une mégaséquence régressive accidentée de deux pulsations transgressives au Barrémo-Aptien et à l'Aptien supérieur, annonçant la vaste invasion marine de l'Albien supérieur-Cénomanien.

Le passage Jurassique – Crétacé – est continu; au-dessus des carbonates massifs de la Formation Nara, les argiles de Sidi Kralif présentent des intercalations calcaires à Ammonites (et à Calpionnelles à la partie inférieure). La base est diachrone: zone à *Microcanthum* (Tithonique supérieur) au jebel Bou Hedma, zone à *Jacobi* plus au Nord et de même le sommet appartiert au Tithonique terminal au Sud et la zone à *Boissieri* (Berriasien supérieur) au jebel Sidi Kralif et plus au Nord.

Vers l'Ouest, le sondage pétrolier Douleb 101 a traversé une épaisse série (2900 m) d'argiles silteuses de grès très fins, à niveaux dolomitiques importants ou «formation des dolomies du Douleb 101» (Fournié et Pacaud, 1973). Datée du Berriasien à Valanginien par Nannofossiles et Palynoplanctonologie, cet ensemble représenterait un équivalent plus carbonaté de la formation Sidi Kralif.

Au-dessus vient la Formation Meloussi, avec des alternances de sables, d'argiles, de dolomies rousses et de grès bruns; l'âge de la limite est variable correspondant à la progression de dépôts détritiques de type deltaïque du Sud au Nord: Berriasien supérieur à Valanginien au Sud, Hauterivien plus au Nord, etc.

Dans la région de Gafsa et de Sidi Bou Zid, se développe au-dessus du Meloussi, une unité de sables fluviatiles généralement blancs à stratification entrecroisée, en barres d'accrétion latérale et en chenaux: c'est la Formation Boudinar d'âge approximatif Hauterivien à Barrémien inférieur. Vers le Nord, dans les faciès de front de delta, apparaîssent des intercalations marines d'argiles et de dolomies; on passe alors à une Formation Meloussi «sensu lato» comme aux jebels Hallouf, Mrhila, etc.

Les Formations Meloussi et Boudinar sont surmontées par une série de calcaires fins, de dolomies, d'évaporites, d'argiles bigarrées et de sables fins, dite Formation Bou Hedma définie dans la région de Gafsa. Elle est datée par des Foraminifères benthiques qui lui confèrent un âge Barrémien (peut-être supérieur?) – Bédoulien p. p.

De la région des Chotts jusqu'aux environs de Sidi Bou Zid, le milieu de dépôt évoque un vaste estran («tidal flats») et des sebkhas. Par contre, au jebel Mrhila, le Bou Hedma est remplacé par la formation Mrhila: épaisses couches de marnes séparées par de fines intercalations de calcaires bioclastiques qui supportent des dolomies massives. Les Foraminifères benthiques et les Algues vertes y abondent et indiquent un âge Bédoulien. Le milieu de dépôt est infralittoral et calme devenant plus agité et à dominante carbonatée au sommet. Vers l'Ouest, on passe au jebel Chambi et dans le sondage Douleb 101, à des dolomies à bioclastes, des calcaires bioclastiques et oolitiques. Cet équivalent carbonaté de la formation Bou Hedma correspond à un milieu inter-supratidal.

Sur le dernier banc dolomitique de la Formation Bou Hedma ou ses équivalents, repose la Formation Sidi Aïch. Ce sont des sables généralement fins à très fins, mais pouvant être localement grossiers et de couleur rouge, à lie de vin. Ces sables admettent des passées d'argiles silteuses et des bancs carbonatés. Ils s'étendent des Chotts jusqu'à la région de Kasserine et ont été traversés par de nombreux forages du Sahel. M'Rabet (1981) leur attribue indirectement un âge Bédoulien p. p.

Leur milieu de dépôt peut être qualifié de marin peu profond. Dans la région de Sidi Bou Zid, les sables de coleur rouge et localement à paléosols, reflètent un milieu plutôt fluviatile à subaérien.

Les Formations Orbata et Serdj sont deux unités essentiellement carbonatées qui se relayent latéralement et qui reposent souvent sans la moindre discordance sur les sables de Sidi Aïch.

La Formation Orbata est un ensemble de dolomies et de calcaires à Orbitolines, de carbonates laminés, avec des alternances de marnes à huîtres et de marnocalcaires; à la partie médiane, le sommet est souligné par un niveau gréseux repère. Le membre supérieur est représenté par des séquences marno-calcaires surmontées par des dolomies formant corniche.

Les termes inférieur et moyen ont fourni des Foraminifères benthiques qui permettent de les attribuer au Gargasien-Clansayésien, alors que le sommet correspondrait peut-être à l'Albien inférieur.

La Formation Orbata s'est déposée en milieu marin peu profond et de faible énergie qui passe à une sédimentation calme et lagunaire, au sommet du membre inférieur. La reprise marine se manifeste à la base du membre moyen avec diminution de la profoundeur du milieu et arrivée des grès marins au sommet du membre moyen; le membre supérieur s'est déposé en milieu infratidal de faible énergie.

Vers le N. E., au jebel Kebar, seul le membre inférieur de la formation Orbata existe. Il est surmonté par une série continentale ou formation Kebar (Khessibi, 1976). Elle est constituée à sa partie inférieure de conglomérats, d'argiles rouges, de calcaires blancs à Ostracodes et Characées et de dolomies.

Dans sa partie supérieure, elle englobe des argiles rouges, des sables bariolés, fins à grossiers et à paléosols. L'âge de la Formation Kebar est déduit par encadrement et va du Gargasien supérieur à l'Albien inférieur. L'émersion du secteur de Sidi Bou Zid à la fin du Gargasien moyen étend vers l'Ouest l'île de Kairouan ou manquent souvent les dépôts postérieurs à l'Hauterivien; il est difficile de dire si elle était largement émergée avant ou si les couches correspondantes ont été érodées.

Par contre, on sait qu'au Gargasien supérieur (Clansayésien) l'île de Kairouan a servi de source de matériel gréseux transporté vers le Nord-Ouest, le Nord et le Nord-Est et intercalé là dans les séries argileuses pour donner la Formation Hameima qui surmonte le Serdj ou s'intercale à sa partie supérieure.

Tab. 1

UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES				ZONES D'AMMONITES INDIVIDUALISEES DANS L'ATLAS TUNISIEN NORD ORIENTAL (L. Memmi, 1981)	ETAGES	
Craton saharien	Sillon Chotts-Gafsa	Plateforme Tunisie Centrale	Sillon Tunisien (bassin)			
Dolomies de l'Apto-Cénomanien	Zebbag pars	Lacune; FAHDENE; Mouelha; ALLAM; Calc. du barrage	FAHDENE pars	*Stoliczkaia dispar* *Inflatum - Cristatum* *Nitidus - Dentatus* *Mammillatum - Tardefurcata*	ALBIEN	CRETACE INFERIEUR
Aptien du Tebaga	GAFSA: Kebar; Orbata; Sidi Aich	HAMEIMA; SERDJ HAMADA; Sidi Aich	marnes à lits de grès; série condensée de Kef en Nsoura; RHAZOUANE: marnes et calcaires; marnes à Deshayesites	*Hypacanthoplites jacobi* *Diadochoceras subnodosocostatum* *Aconeceras nisum* *Deshayesites deshayesi*	APTIEN	
Chenini	Bou Hedma	BouHedma carbonaté; Mrhila; lacune	calc. en plaquettes; marnes à lits de grès; Barre barrémienne; marnes et calcaires	*Seranonis*; *Strettostoma* *Leptoceras puzosianum* *Heteroceras astieri* *Hemihoplites feraudianum* *Holcodiscus caillaudi*	BARREMIEN	
ASFER (Purbecko-Wealdien)	Boudinar; MELOUSSI	MELOUSSI	calcaires en bancs; marnes et calcaires; calc. à Oosterelles	*Angulicostatus - Balearis* *Sayni - Ligatus* *Neocomites (T.) nodosoplicatum* *Loryi - Jeannoti* *Breistrofferella castellanensis*	HAUTERIVIEN	
	MELOUSSI	Dolomies Douleb 101	marnes et calc. marneux; faciès flyschoïde; marnes vertes	*Trinodosum - Callidiscus* *Campylotoxum - Verrucosum* *Thurmanniceras pertransiens* *Thurmanniceras otopeta*	VALANGINIEN	
	SIDI KRALIF	SIDI KRALIF	calcaire récifal; RESSAS; marnes et calcaires à Calpionelles	*Fauriella boissieri* *Tirnovella occitanica* *Pseudosubplanulites grandis*	BERRIASIEN	
F. Tatahouine	NARA	NARA		*Berriasella (B.) jacobi* ? *Micracanthoceras micracanthum*	TITHONIQUE	JURASSIQUE

Tableau 1. Corrélation des unités stratigraphiques en Tunisie.

En effet, vers les zones externes, la Formation Orbata est relayée par les calcaires du Serdj, bioclastiques, parfois récifaux (Rudistes, Polypiers, Orbitolines, Algues, etc.). Au jebel Serdj, TLATLI (1980) a distingué une Formation Hamada surtout marneuse (Bédoulien à Gargasien inférieur) et une Formation Serdj montant jusqu' à la base de l'Albien: calcaire massif avec des passées terrigènes. Au nord du Serdj et au Bargou SEDJIL (1981) à montré que l'Albien est monté en transgression aux flancs d'un bombement déjà ébauché; des monticules de boue assez remarquables, existent dans l'Albien, aux Sebaa Koudiat, sur le flanc Ouest du Bargou. Au jebel El Hamra de Kasserine, au Chambi et au Mrhila des pulsations ont causé des émersions à différentes étapes du Gargasien et de l'Albien (M'RABET 1981).

L'Albien inférieur manque dans de nombreux secteurs de Tunisie centrale; il n'y a continuité de sédimentation entre Aptien et Albien supérieur que dans le Sillon de Gafsa et bien entendu en Tunisie septentrionale.

La transgression de l'Albien moyen et surtout supérieur se fait par des marnes fossilifères avancées de la Formation Fahdène qui se développe plus au Nord.

Les faciès rencontrés aux jebels Serdj et Bargou se rencontrent largement en Tunisie centrale au bord externe de la plateforme (Bou el Hanech par exemple avec les Formations Hamada et Serdj bien charactérisées) et en Tunisie orientale, dans de nombreux forages sous la Mer Pélagienne. Au Nord du jebel Bargou, les calcaires du Serdj passent latéralement à des grès marneux plus profonds qui sont décrits dans le chapitre suivant.

2.3 Tunisie septentrionale

Dans le sillon tunisien et sous le Golfe de Hammamet, le Crétacé inférieur entier est à dominante marneuse ou argileuse, avec en général de très fortes épaisseurs. Le long de l'Axe N. S. et surtout à l'Est de celui-ci, les épaisseurs sont très variables et l'on connaît de nombreuses lacunes ainsi que des séries condensées. On aura donc une opposition très nette entre l'Axe N. S. et les sillons.

A la fin du Jurassique, les hauts fonds de Zaghouan voient l'installation de récifs à Polypiers, Rudistes et Algues se poursuivant jusqu'au Berriasien. Au Sud et à l'Ouest (jebel Oust, Zaress, Bene Klab) prédominent les calcaires micritiques à Calpionnelles avec des intercalations marneuses, de faciès Sidi Kralif classique.

Le Valanginien comporte des marnes schisteuses à rares bancs de calcaires marneux. On y recueille une riche faune d'Ammonites pyriteuses et de Bélemnites de la zone à *Pertransiens.* Ces couches supportent de puissantes alternances de marnes, de lits de grès et de bancs de quartzites ayant livré de rares Bélemnites. Au sommet, des marnes à concrétions ferrugineuses ont livré *Saynoceras verrucosum* qui indique la base du Valanginien supérieur. Au-dessus, reposent des alternances de marnes et de calcaires marneux ayant fourni *Neocomites (Teschenites) callidiscus* qui caractérise le Valanginien supérieur.

L'Hauterivien débute par des calcaires en bancs serrés ou «niveau à Oostérelles» (MEMMI, 1969). De nombreuses espèces d'*Oosterella* y sont associées à *Breistrofferella castellanensis* qui indique l'Hauterivien inférieur. Au-dessus reposent des marnes à rares calcaires à débit esquilleux. Vers le N. E., la sédimentation est plus calcaire et les Crioceratidae de la zone à *Loryi* abondent. Ces couches sont surmontées par des marnes à petits bancs de calcaires marneux qui ont livré des Ammonites des zones à *Jeannoti* et *Nodosoplicatum* du sommet de l'Hauterivien inférieur. Au-dessus reposent des marnes avec quelques bancs gréseux au sommet. Elles ont livré une riche faune pyriteuse qui indique les zones à *Sayni* et *Ligatus.* L'Hauterivien se termine par une barre faisant ressaut dans la topographie constituée d'alternances serrées de marnes grises et de bancs de calcaires durs à *Balearites balearis* et *Pseudothurmannia angulicostata.*

Le Barrémien débute par des alternances de marnes, de bancs de calcaires et de calcaires marneux qui au jebel Ben Saidane contiennent des Ammonites, des Echinides et des Brachiopodes de la zone à *Caillaudi* du Barrémien inférieur.

Au-dessus s'observe une barre constituée de calcaires sublithographiques en gros bancs et de calcaires marneux gris qui contiennent au sommet *Hemihoplites feraudianum.* Cette barre repère qui ceinture les massifs jurassiques est surmontée par des marnes à minces horizons gréseux et rares bancs de calcaires gréseux. Très fossilifères, les marnes contiennent des Ammonites de la zone à *Astieri* de la partie moyenne du Barrémien supérieur. Des marnes avec quelques bancs de calcaires marneux les séparent de nouvelles alternances de marnes et de petits bancs gréseux et calcaires qui ont livré *Leptoceras puzosianum,* fossile de zone du Barrémien supérieur. Ces niveaux sont remarquablement fossilifères en divers points de l'Atlas tunisien oriental et les faunes pyriteuses rappellent celles du Barrémien du Constantinois (jebel Ouach). Au sommet, une barre de calcaires noirs en plaquettes bitumineux à patine blanche constitue un repère lithologique cartographique entre Barrémien et Aptien. On retrouve cette barre de calcaire en plaquettes jusque dans les régions de Béjà et de Teboursouk vers l'Ouest.

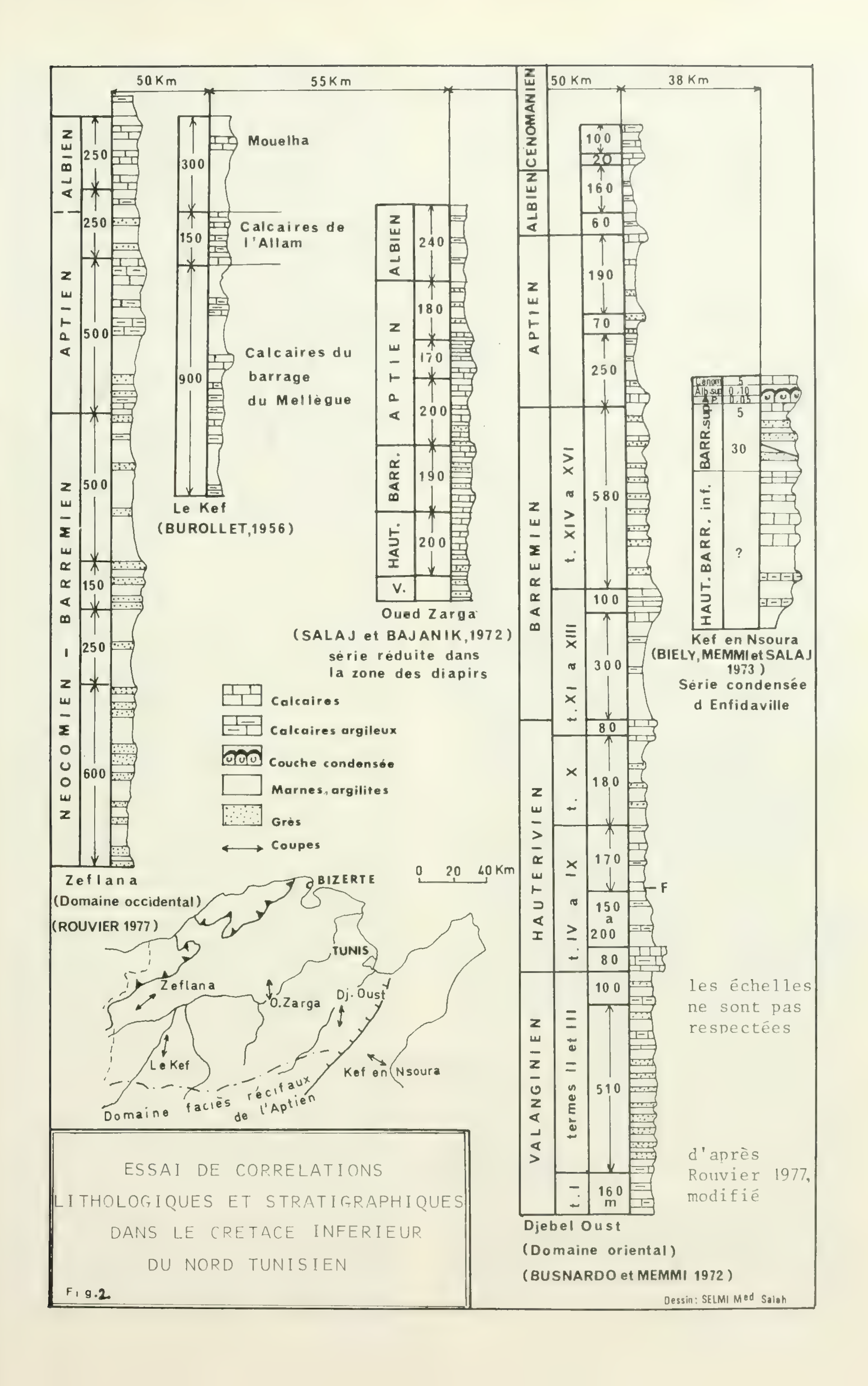
L'Aptien débute par des marnes gris verdâtres à rares bancs de calcaires marneux qui ont fourni *Deshayesites deshayesi* et *Pseudohaploceras matheroni* qui indiquent la zone à *Deshayesi* du Bédoulien.

Au-dessus reposent des alternances de marnes et de bancs décimétriques de calcaires et de calcaires marneux.

Les marnes ont livré d'abondantes Ammonites pyriteuses qui caractérisent la zone à *Nisum* du Gargasien inférieur. Au sommet les marnes admettent de minces intercalations de calcaires gréseux et de grès. Les fossiles rares caractérisent la zone à *Subnodosocostatum.*

L'Albien comporte des alternances de marnes grises, de calcaires parfois tachetés, de calcaires en plaquettes et de calcaires marneux. Les marnes ont livré des microfaunes de la zone à *Ticinella roberti* de l'Albien inférieur. Au-dessus, les marnes contiennent des nodules de barytine fibroradiée et s'y intercalent quelques bancs de calcaires rognoneux ou en plaquettes; les microfaunes correspondent à la zone à *Rotalipora ticinensis subticinensis* de l'Albien supérieur.

Elles sont surmontées par des calcaires en plaquettes bruns à minces lits marneux qui constituent un relief dans la topographie. Ces niveaux ont fourni *Stoliczkaia dispar africana* du Vraconien et correspondent au calcaire du Mouelha de l'Ouest du sillon. On voit donc que dans le Nord de l'Atlas oriental, le Crétacé inférieur a un faciès de bassin à l'Ouest de l'Axe N. S.



ESSAI DE CORRELATIONS LITHOLOGIQUES ET STRATIGRAPHIQUES DANS LE CRETACE INFERIEUR DU NORD TUNISIEN

Fig.2

A l'Est de l'Axe N. S. par contre, les séries éo-crétacées sont souvent réduites: absence complète à Hammam Zriba, calcaires à pâte fine, très minces à Hammam Jedidi. Aux jebels Mdeker et Rhezala (BIELY et al. 1973) le Bédoulien et le Gargasien sont condensés en un banc de calcaires glauconieux à concrétions phosphatées et croûtes ferrugineuses. Au Khanguet el Hadjadj, l'Aptien est gréseux dès la partie inférieure.

A l'Ouest, dans le sillon tunisien, on a un passage progressiv des faciès de plate-forme aux faciès profonds. En avant de la plate-forme où l'Aptien est récifal ou pararécifal, se développent des hauts fonds, généralement sur des bombements salifères précoces avec des faciès récifaux alors que la sédimentation est argileuse dans les secteurs environnants.

Au jebel Hameima et à la Gara, les calcaires du Serdj sont surmontés d'alternances argilo-gréseuses (Formation Hameima) puis de la Formation Fahdène argilo-calcaire.

A la base de celle-ci, des marnes à gros bancs de calcaire roux ont fourni une riche faune clansayésienne (BUROLLET 1956, BISMUTH 1973).

L'Albien inférieur, épais de près de 300 mètres, est argileux avec une faune d'Ammonites déjà signalée par PERVINQUIERE (1903, 1907). L'Albien moyen est représenté par les calcaires plus ou moins argileux de l'Allam (BUROLLET 1956), eux-mêmes surmontés d'argiles et marnes fossilifères à Ammonites, Foraminifères planctoniques et grosses Radiolaires (argiles moyennes de Fahdene) avec à la partie supérieure des calcaires noirs feuilletés à patine claire: les calcaires du Mouelha; ces niveaux correspondent à l'Albien supérieur et Vraconien et ils montrent un net approfondissement du milieu, confirmant le caractère transgressif rencontré en Tunisie centrale. La série se poursuit en continuité par les argiles supérieures de Fahdene (Cénomanien). On notera que les mêmes faciès et unités sont retrouvés en forage au Nord de la plate-forme, à l'Est de la Tunisie, sous le Golfe de Hammamet et vers Lampedusa.

En allant vers le fond du Sillon Tunisien, les séries s'épaississent et la proportion de carbonates décroît. La formation Serdj ayant disparu au Nord de Djerissa et de Slata, la coupe du Kef-Mellegue montre une série argileuse immense (1700 mètres visible) du Crétacé inférieur où l'on distingue une partie inférieure à minces lits gréseux, un banc de calcaire dolomitique roux, des argiles à *Deshayesites weissi* (Bédoulien) à leur base, de gros bancs massifs clansayesiens (calcaire du barrage à *Acanthohoplites bigoureti)*, plus haut encore quelques gros lits calcaires correspondant à l'Allam (Albien moyen).

Plus au Nord encore sur la feuille de Ouargha, l'Aptien présente un faciès profond, un peu siliceux.

Au Nord de la Medjerda, le Crétacé inférieur n'est connu que dans la coupe de Thuburnic. Ce sont des alternances de marnes, de calcaires argileux et de jaspes datés du Berriasien par Calpionelles ou en blocs exotiques dans les marnes sénoniennes de l'Unité du Col de l'Adissa (ROUVIER, 1977). Quelques lambeaux d'Albien s'observent dans l'ensemble structural de l'Unité d'Ed Diss, coincés sous une épaisse série éocène.

Le monoclinal de Zeflana (N. E. de Bou Salem – ROUVIER 1977) comporte 1500 mètres d'argilites et de grès surmontés de 500 m d'alternances argilo-calcaires se terminant par une corniche calcaire; cet ensemble puissant à rattacher à la formation Sidi Kralif s. l. comprend le Néocomien, le Barrémien et la majeure partie de l'Aptien. 250 mètres d'argiles à lits gréseux d'abord puis à lits argilo-calcaires représentent le Fahdene inférieur (Clansayésien et Albien inférieur). L'ensemble se termine par trois barres calcaires séparées par des marnes (Fahdene moyen) où l'on peut reconnaître une analogie avec les calcaires d'Allam et du Mouelha définis plus au Sud.

Dans la région de Tunis, l'Aptien essentiellement marneux contient d'abondantes formes lisses qui témoignent d'un approfondissement dès le Gargasien inférieur.

Dans la zone des diapirs, le Crétacé inférieur affleure dans les structures injectées de Trias qui ont été largement érodées. La série d'Oued Zarga est complète (SALAJ et BAJANIK, 1972) et remarquable par la réduction des épaisseurs.

Vers le S. W. au jebel Rihane, la sédimentation devient plus calcaire dès l'Aptien. On y observe deux niveaux d'une vingtaine de mètres de puissance ou calcaires de Sidi Brahim datés du Gargasien supérieur (BEN YAGOUB, 1978).

Dans ces calcaires de minces interlits marneux à nombreux coprolites indiquent un milieu de dépôt côtier.

Au S. W. du jebel Cheid (T. DALI, 1979) dès le Bédoulien, la présence de peuplements à *Palorbitolina lenticularis*, Polypiers, Echinides, Gastéropodes et Ostracés annonce la proximité du domaine de la plate-forme externe.

Dans la région du Krib, au jebel Rhazouane affleure une épaisse série argileuse à niveaux de silts, de calcaires gréseux à Orbitolines et débris de Lamellibranches qui débuteraient dès le Barrémien supérieur.

Cette série déposée en bassin à apports detritiques importants à été l'object au Clansayésien de conditions exceptionnelles pour permettre une tentative d'implanation récifale en milieu à forte influence terrigène (TLATLI, 1980).

Dans l'axe du jebel Goraa, l'Albo-Aptien est épais (600 m) et constitué de marnes à nombreux bancs calcaires alors que sur le flanc S les séries s'amincissent et comportent des marnes à intercalations de bancs de grès et de niveaux à Orbitolines à la base (BEN HADJ ALI, 1979).

Vers le Nord, au jebel Graouche (Nord de Mateur), l'Aptien (10 m) et l'Albien (30 m) sont très minces et comportent de nombreuses intercalations calcaires; ces faciès sont liés à des montées halocinétiques précoces.

3. EVOLUTION SEDIMENTAIRE ET PALEOGEOGRAPHIQUE

Les données sédimentologiques géochimiques, diagénétiques et chronostratigraphiques récentes ont permis de distinguer trois séquences sédimentaires majeures et de définir leurs milieux de sédimentation (FOURNIÉ et PACAUD 1973, M'RABET 1981).

A – La première mégaséquence (Tithonique à Barrémien basal) à caractère régressif correspond à une phase de comblement des aires de dépôt. Elle correspond à la mise en place d'un complexe deltaïque qui a comblé une Tunisie centrale occupée par une plate-forme externe durant le Jurassique supérieur, relayée au Sud par une plate-forme littorale.

Le complexe deltaïque se définit par trois milieux progradants et assimilés successivement à:

* un prodelta à sédimentation argileuse (partie supérieure de la formation Sidi Kralif).
* une plate-forme deltaïque à dépôts argilo-sableux, mais à intercations carbonatées (Formation Meloussi).
* une plaine fluviale à sables particulièrement grossiers (Formation Boudinar).

Les apports argilo-quartzeux prédominent dans le «Sillon Tunisien» et les récurrences gréseuses et turbiditiques sont fréquentes.

Parallèlement se produit le soulèvement relatif de certains hauts-fonds (Chambi et Mrhila) dans la région de Kasserine et du premier compartiment de l'île de Kairouan qui peut être considérée comme une manifestation de l'Axe Nord-Sud.

B – La deuxième mégaséquence (Barrémien-Gargasien inférieur à moyen) est transgressive puis régressive. La plate-forme interne de Tunisie centrale (Gafsa – Sidi Bou Zid) est l'endroit idéal pour ressentir les nuances dans les pulsations environnementales. Plus au Sud, en milieu à prédominance continentale ou, au Nord dans les faciès de marge et de bassins, de subtiles variations relatives du niveau de la mer sont plus délicates à décrire.

a – Lors de l'épisode transgressif, trois types de sédimentation cohabitent:

* Une sédimentation carbonatée-évaporitique de milieu type «tidal-flats» à sebkha dans la région des Chotts-Gafsa (Formation Bou Hedma). Vers le N. W. (jebel Sidi Aïch) le milieu est littoral à dépôts carbonatés fins alors que dans la zone de hauts fonds de la région de Kasserine, la formation de Bou Hedma carbonatée correspond à un dépôt de milieu supratidal. Au Mrhila se déposent des marno-calcaires infralittoraux (formation de Mrhila) alors que l'île de Kairouan reste émergée. En subsurface des calcaires massifs ont été recontrés à ce niveau, à l'Ouest (Douleb) comme à l'Est (Mer Pélagienne).
* Dans le Sillon Tunisien, la sédimentation est bathyale: argilites avec fines passées gréseuses ou argilo-calcaires.

A l'Est de l'Axe Nord-Sud, la subsidence est moindre et l'on connaît des niveaux condensés.

* Une sédimentation carbonatée (formations Orbata – Serdj) termine l'épisode transgressif. Sur la zone des hauts-fonds qui borde la plate-forme s'installent les récifs de la formation Serdj alors que l'île de Kairouan annexe le secteur de Sidi Bou Zid.

b – Au premier niveau transgressif succède en Tunisie centrale l'épisode gréseux de Sidi Aïch (Bedoulien): sédimentation littorale vers Gafsa alors qu'autour de l'île de Kairouan, les dépôts sont plus grossiers, fluviatiles ou intermédiaires, remaniant des niveaux antérieurs (Boudinar par exemple).

Plus au Nord, la plate-forme externe voit des faciès marins ouverts à dominantes argileuse mais souvent riches en éléments gréseux que l'on retrouve jusque dans les sillons (Formations Hamada, Sidi Kralif supérieure sensu lato, etc.).

C – La troisième mégaséquence est elle-même transgressive puis régressive (Gargasien moyen – supérieur à Albien moyen). Elle ne se sépare en vérité de la seconde qu'en Tunisie centrale et orientale (sous le Golfe de Gabès).

Au centre, la transgression est marquée par des calcaires infratidaux. On sait que de vastes superficies ont été envahies par des apports detritiques à ce moment sur les plates-formes sahariennes (Algérie, Egypte, etc.). La régression se marque par des niveaux sub-lagunaires du sommet de l'Orbata. Au niveau du Chott Fedjedj, les apports gréseux de l'Albien inférieur marquent le maximum de la régression.

Sur de nombreux hauts fonds (Kasserine, Serdj-Bargou) il y a des émersions successives par pulsations, liées principalement à la halocinèse.

L'île de Kairouan est émergée pendant tout le Gargasien et l'Albien inférieur; des sables sont remaniés et transportés parfois très loin vers les sillons, par des chenaux à travers les plates-formes carbonatées et sont la source des détritiques de la Formation Hameima.

A l'Albien inférieur, les dépôts continentaux et lacustres du Kebar soulignent l'émersion de toute cette zone.

Souvent au N. O. et au N. E. où la sédimentation est restée marine et continue, l'Albien inférieur occupe des dépressions et présente des faciès euxiniques avec une richesse notable en matière organique.

D – La transgression de l'Albien moyen et surtout supérieur marque le début de la vaste mégaséquence du Crétacé supérieur; l'ensemble des hauts fonds est envahi, progressivement parfois. Cette phase qui atteindra son maximum au Cénomanien supérieur envahira pratiquement toutes les régions sahariennes du Maroc à l'Egypte.

4. CONCLUSIONS

Les facteurs structuraux ont une importance notable dans la répartition des faciès et des épaisseurs, associés au début des mouvements halocinétiques.

La plate-forme instable de Tunisie Centrale est le siège d'opposition entre les apports clastiques sahariens au Sud-Ouest et les faciès marins ouverts au Nord-Ouest – L'axe Nord-Sud joue un rôle dominant à la limite de la plate-forme plus stable ou Bloc Pélagien.

Le faciès de hauts-fonds et les réductions d'épaisseur y sont fréquents: installation de récifs dès le Jurassique supérieur et jusqu'au Berriasien dans la partie septentrionale; soulèvement du compartiment oriental de l'île de Kairouan à l'Hauterivien-Barrémien basal; Aptien condensé centimétrique dans la région d'Enfidaville.

La suture avec la plate-forme orientale est jalonnée de manifestations volcaniques: tuffs, diabases, spilites apparaissent en Tunisie orientale à l'Aptien et se poursuivent au cours du Crétacé supérieur.

La zone des hauts fonds, en bordure de la plateforme instable, suggère un comportement plastique du substratum de

cette zone, probablement lié à une activité diapirique non perçante du salifère triasique.

L'importance des extrusions salifères diapiriques dans le Nord-Ouest de la Tunisie atlasique doit être due au fait que les séries jurassiques et crétacées du Sillon tunisien ne comportent pas des masses calcaires considérables et ont donc permis la mise en marche de l'halocinèse dès que la surcharge a été suffisante.

A la fin du Crétacé inférieur, des mouvements de surrection sont suivis d'érosion, en particulier le long de l'Axe Nord-Sud, l'Albien supérieur repose en discordance sur des termes plus anciens en de nombreux points (Burollet, 1956, Biely et al, 1973). A l'Est de l'axe Nord-Sud de fréquentes zones hautes sont particulièrement chauves de sédiments du Crétacé (M'Rabet 1981).

Au Sud, les mouvements de soulèvement dès l'Hauterivien-Barrémien du môle de Tebaga de Médenine (Busson, 1972) ont permis à la plate-forme saharienne d'alimenter en matériel détritique toute la Tunisie Centrale et jusqu'en Tunisie septentrionale où les apports quartzo-détritiques envahissent à certaines périodes le bassin à sédimentation de mer ouverte.

Les apports se sont estompés lorsque la plate-forme de Tunisie Centrale a été submergée au début de l'Aptien supérieur annonçant l'ensemble transgressif du Crétacé supérieur qui débute à l'Albien.

En résumé, on voit que le développement du Crétacé inférieur en Tunisie a été déterminé par les facteurs suivants:

* Subsidence rapide d'une grande partie du pays, irréguliére cependant au droit de la transversale de Kairouan et de certains hauts-fonds, et surtout le long de l'Axe N. S.
* Apports détritiques sahariens, progressant vers le Nord jusqu' à la base du Barrémien avec une reprise au Bédoulien et dans le Sud à l'Albien inférieur.
* Etablissement d'une plate-forme carbonatée récifale ou bioclastique en travers de la Tunisie centrale et orientale.
* Importance limitée des facteurs eustatiques, nets cependant au Gargasien et surtout à l'Albien.
* Rôle local essentiel des mouvements halocinétiques.

BIBLIOGRAPHIE

Ben Hadj, A. M. (1979): Etude géologique du Djebel Goraa, (région de Teboursouk – Atlas tunisien). – Thèse 3e Cycle, Univ. Paris VI.

Ben Yagoub, J. (1978): Etude géologique de la région de Bou Arada (Atlas tunisien). – Thèse 3e Cycle, Univ. Paris VI.

Biely, A., Memmi, L. et Salaj J. (1973): Le Crétacé inférieur de la région d'Enfidaville – Découverte d'Aptien condensé. – Livre Jubilaire M. Solignac. Ann. Mines et Géol., Tunis **26**, p. 169–178.

Bismuth, H. (1973): Réflexions stratigraphiques sur l'Albo-Aptien dans la region des djebels Douleb et Semmama et son environnement (Tunisie du Centre-Nord). – Ibid., p. 179–212.

Burollet, P. F. (1956): Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale. – Ann. Mines et Géol. Tunis, **18**.

— — et Mugniot, J. M. et Sweeney, P. (1978): The Geology of the Pelagian Block = The Margins and Basins of Southern Tunisia and Tripolitania – In: The Ocean Basins and Margins, Vol. 4 B.: The Western Mediterranean – Nairn, Kanes et Stehli (Ed.) pp. 331–359.

Busson, G. (1972): Principles, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. – Mém. Mus nat. Hist. naturelle Paris, (h. s.) **CXXVI**, 441 p.

Castany, G. (1951): Etude géologique de l'Atlas Tunisien oriental. – Ann. Mines et Géol. Tunis **8**.

Dali, T. (1979): Etude géologique de la région de Gafour (Atlas tunisien). – Thèse 3e Cycle, Univ. Paris VI.

Fournié, D. et Pacaud, M. (1973): Esquisses sédimentologiques et paléogéographiques sur le Crétacé inférieur de Tunisie, du Berriasien au Barrémien. – Livre Jubilaire M. Solignac Ann. Mines et Géol. Tunis **26**, p. 149–168.

Khessibi, M. (1976): Observations géologiques dans le Djebel Kebar (mouvements tectoniques anté-Cénomanien). – Notes Serv. Géol. Tunisie, **42**, p. 21–27.

Marie, J., Trouve, P., Desforges, G. et Dufaure, P. (1980): Nouveaux éléments de paléogéographie du Crétacé de Tunisie. – 26e Congrès géol. international, Paris, 1980, Abstracts, p. 259.

Memmi, L. (1967): Succession de faunes dans le Tithonique supérieur et le Berriasien du Djebel Nara (Tunisie Centrale). – Bull. Soc. géol. Fr. (7), **IX**, p. 267–272.

— — (1969): Eléments pour une biostratigraphie de l'Hauterivien du «Sillon Tunisien». – Notes Serv. Géol. Tunisie, **31**, p. 41–50.

— — (1981): Biostratigraphie du Crétacé inférieur de la Tunisie nordorientale. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), **XXIII**, p. 175–183.

M'Rabet, A. (1981): Stratigraphie, sédimentation et diagénèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale. – Thèse Doct. es-Sciences., Paris-Sud.

— — et Dufaure, P. et Burollet, P. F. (1979): Nouvelles données biostratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques sur l'Aptien de la Tunisie Centrale. – Géobios, Lyon, Mém. Spécial, **3**, p. 213–229.

Pervinquiere, L. (1903): Etude stratigraphique de la Tunisie centrale. – Barlier (éd.) Tunis.

— — (1907): Etudes de Paléontologie Tunisienne. Céphalopodes jurassiques et crétacés. – Rudeval (ed.).

Sainfeld, P. (1952): Les gisements Plombo. – Zinciferes de Tunisie. Ann. Mines et Géol., Tunis, **9**.

Salaj, J. (1980): Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisiens). – Inst. géol. D. Stur, Bratislava, 1980.

— — et Bajanik, K. (1972): Contribution à la stratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la région de l'Oued Zarga. – Notes Serv. géol. Tunisie, **38**, p. 63–71.

Sedjil, A. (1981): Stratigraphie et Sédimentologie du Crétacé post-Aptien en Tunisie Centrale et Septentrionale. – Thèse 3e Cycle, Univ. Paris-Sud.

Solignac, M. (1927): Etude géologique de la Tunisie septentrionale. – Dir. Trav. Publ. Carte géol. Tunisie, Tunis. (Barlier édit).

Tlatli, M. (1980): Etude des calcaires de l'Albo-Aptien des Djebels Serdj et Bellouta (Tunisie centrale). – Thèse 3e Cycle Univ., Aix – Marseille II.

Zitteliana	**10**	265–276	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Stratigraphic division of the Brazilian continental margin and its paleogeographic significance

By

HARALDO ERWIN ASMUS & DIÓGENES de ALMEIDA CAMPOS*)

With 5 text figures

ABSTRACT

The stratigraphy of the Brazilian Continental margin has been known by surface mapping and by subsurface surveys. The sedimentary column of almost all the basins were divided into formal lithostratigraphic units (groups, formations, and members), of incontestable operational value but not adequate for regional studies aiming paleogeologic reconstructions. The use of an unique set of units pertaining to the sequence rank can be extended through the entire margin and results in natural division that is more informative in terms of tectosedimentary relationship and more adequate for paleogeologic reconstructions. From this point of view the sedimentary column of the Brazilian continental margin can be divided into four sedimentary sequences whose given names are evocative of the dominant basinal environments in which they were deposited:

Sequence of the Continent – (Donjoanian), mainly clastics deposited in fluvial-lacustrine and eolian environments in tectonically quiescence continental interior basins.

Sequence of the Lakes – (Bahian), clastics deposited in fluvial-deltaic-lacustrine environment in tectonically active rift-type of basins.

Sequence of the Gulf – (Alagoan), evaporites and associated clastic sediments deposited in marine-restricted and transitional environments in relative quiescence tectonic conditions.

Sequence of the Sea (Albian to Recent), marine clastics and carbonates of shelf and slope systems and carbonates of shallow platform systems, deposited in a progressively subsiding margin.

Lower Cretaceous and Upper Cretaceous-Lower Tertiary dominantly basaltic igneous rocks are intercalated in the stratigraphic sections of some basins. The sedimentary sequences are related to the evolutionary stages that form the geologic history of the Brazilian continental margin.

Particular situations in each one of these stages can be inferred from the distribution, facies characteristics, and tickness variations of the sequences.

KURZFASSUNG

Die Kenntnisse der Stratigraphie des brasilianischen Kontinentalrandes beruhen auf Kartierungen und Bohrungen. Die Sediment-Abfolgen in fast allen Becken wurden zunächst lithostratigraphisch eingeteilt (Gruppen, Formationen und Schichtglieder); dies ist ein wichtiges lokales Arbeitshilfsmittel, jedoch nicht ausreichend für palökologische Rekonstruktionen.

Die Verwendung von einheitlichen Sequenzen, denen die einzelnen Abfolgen zugeordnet werden, gestattet eine Behandlung des ganzen Kontinental-Randes. So lassen sich besser die tecto-sedimentären Beziehungen aufzeigen und geodynamische Rekonstruktionen durchführen. Unter diesem Gesichtspunkt wurde die kretazische Sedimentabfolge des brasilianischen Kontinentrandes in 4 Sequenzen eingeteilt; namengebend war die Region mit der jeweils typischen Ausbildung.

1. Kontinentale Abfolge (Donjoanian); vorwiegend klastisch, abgelagert im fluviatilen-limnischen oder äolischen Milieu in kontinentalen Becken unter tektonischer Ruhe.
2. See-Abfolge (Bahian); klastische Ablagerungen in einem fluviatilen-deltaischen Bereich unter tektonischer „Rift"-Aktivität.
3. Abfolge eines Golfes (Alagoan); Evaporite und begleitende klastische Sedimente abgelagert unter eingeschränkt marinen Bedingungen bei relativer tektonischer Ruhe.
4. Marine Abfolge (Alb bis rezent); marine Klastika und Karbonate eines Schelf- und Slope-Systems sowie einer

*) H. E. Asmus, Universidade do Rio Grande, Departamento de Geociências, 96200 – Rio Grande – RS – Brazil; D. A. Campos, Departamento Nacional des Produção Mineral, Seção de Paleontologia, Av. Pasteur, 404 – 22290 – Rio de Janeiro – RJ – Brazil.

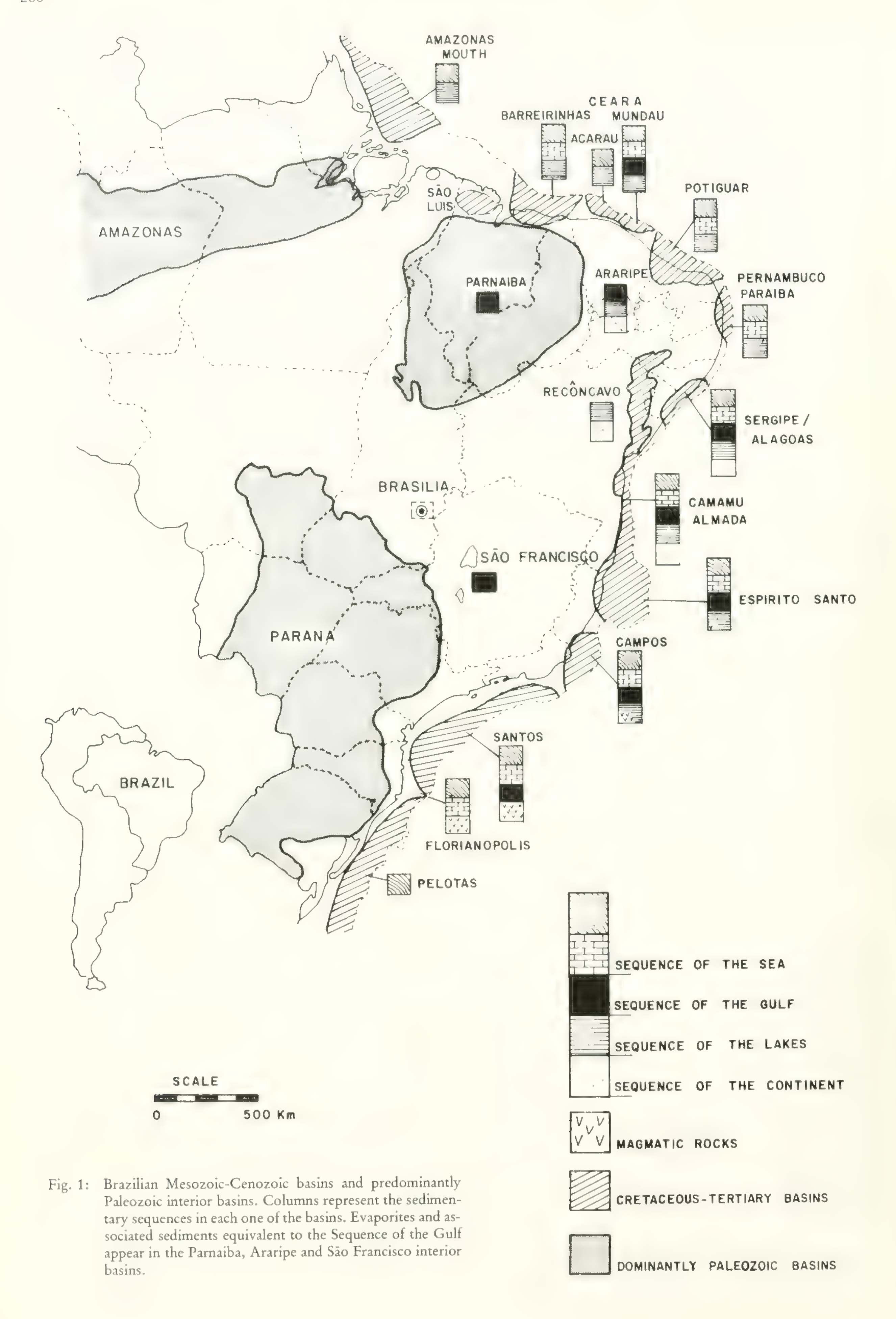


Fig. 1: Brazilian Mesozoic-Cenozoic basins and predominantly Paleozoic interior basins. Columns represent the sedimentary sequences in each one of the basins. Evaporites and associated sediments equivalent to the Sequence of the Gulf appear in the Parnaiba, Araripe and São Francisco interior basins.

flachen Karbonat-Plattform, unter fortschreitender Absenkung.

In manchen Becken sind in der Unterkreide und in der Oberkreide bis zum tieferen Tertiär basaltische Gesteine eingeschaltet. Die Sedimentfolgen stehen in Beziehung zu den jeweiligen Entwicklungsstufen während der Ausbildung des Brasilianischen Kontinental-Randes.

Sonderentwicklungen während dieser Stadien können aus der Faziesverteilung und den Mächtigkeits-Schwankungen abgelesen werden.

1. INTRODUCTION

Stratigraphic data of the Brazilian marginal basins (Fig. 1) were derived from surface mapping and principally from subsurface surveys. These data were obtained in a succession of phases closely related to the different stages of oil exploration carried out by Petrobras, the Brazilian oil company. In an initial stage, before and during the 1950's, most of the stratigraphic information was obtained by direct observation and description of outcrops in basins, such as Reconcavo, Potiguar, Sergipe/Alagoas, Pernambuco/Paraíba and Almada (Fig. 1) that lie partially in the emerged continent and are not entirely covered by Cenozoic sediments. Later on, in the 1960's and 1970's, a large number of wells – at present totalling about 500 –, drilled in the onshore and/or offshore portions of all the marginal basins, improved substantially the stratigraphic knowledge.

By combining the punctual stratigraphic data obtained by drilling holes, with multichannel reflection seismic profiles – distributed in a 300000 km network – it is possible to delineate the spatial distribution of the main stratigraphic features. In addition, seismo-stratigraphic analyses permit to infer that the tectono-sedimentary processes along the Brazilian continental margin occurred in a systematic manner. As a consequence they can be arranged in a succession of evolutionary stages that are common to all the basins.

Although formal lithostratigraphic units (groups, formations and members), of incontestable operational value, had been proposed for pratically each of the Brazilian marginal basins (Pamplona, 1969; Schaller, 1969; Asmus and others, 1971; Schaller and others, 1971; Viana and others, 1971; Sampaio & Northfleet, 1973), these units proved inadequate for regional studies, mainly those dealing with paleogeological reconstructions. A division into large rank stratigraphic units, with clear genetic indications, that could be identified along all the margin and could be effective for interoceanic correlations would be obviously more adequate.

Along all the Brazilian margin, thick sedimantary prism occurs continuously; only locally, in the site of interbasinal highs, appear important sedimentary gaps and thinnings. This sedimentary prism can be divided into discrete intervals of large units, discriminated from each other by faciological indications which, in turn, disclose the environment in which they were deposited. Such a division has been shown helpful for more accurate tectono-sedimentary analyses and for more comprehensive regional paleogeographic and paleogeological reconstructions.

2. STRATIGRAPHIC DIVISION OF THE BRAZILIAN MARGINAL BASINS

The history of the stratigraphic division of the Brazilian marginal basins in major units or sequences, in the concept of Silberling & Roberts, cited by Gary and others, 1973, ("a geografically descrete succession of major rocks units that were deposited under related environmental conditions"), began in 1970 with a paper by Asmus & Ponte, published in 1973. These authors defined three non-formal units on the basis of their relative stratigraphic position and in accordance with the inferred dominant environments in which they were deposited: 1) Pre-Aptian continental sequence; 2) Aptian middle evaporitic sequence; and 3) Upper Cretaceous-Recent upper marine sequence.

Asmus (1975) and Ponte & Asmus (1976; 1978) associated the results of their own studies on the Brazilian marginal basins with general speculations of Dickinson (1974) and Falvey (1974) for Atlantic type of basins. As a result, those authors related the stratigraphic units of the division considered at that time (1 – Jurassic fluvial-lacustrine basal sequence; 2 – Pre-Aptian fluvial deltaic lacustrine lower sequence; 3 – Aptian evaporitic and transitional middle sequence; and 4 – Upper Cretaceous to Recent shallow platform and open marine upper sequence) to regional tectonic features. Thus, the sedimentary infilling of the basins could be linked to the succession of tectonic environments that mark the evolutionary processes of the Brazilian continental margin: pre-rift, proto-oceanic, and oceanic.

In a subsequent step, Asmus (1979) gave to the sequences names that are evocative of the main basinal environments in which these units were deposited: Sequence of the Continent, Sequence of the Lakes, Sequence of the Gulf, and Sequence of the Sea (Fig. 2).

The present paper intends to propose in a formal way, a lithostratigraphic division for the entire Brazilian continental margin.

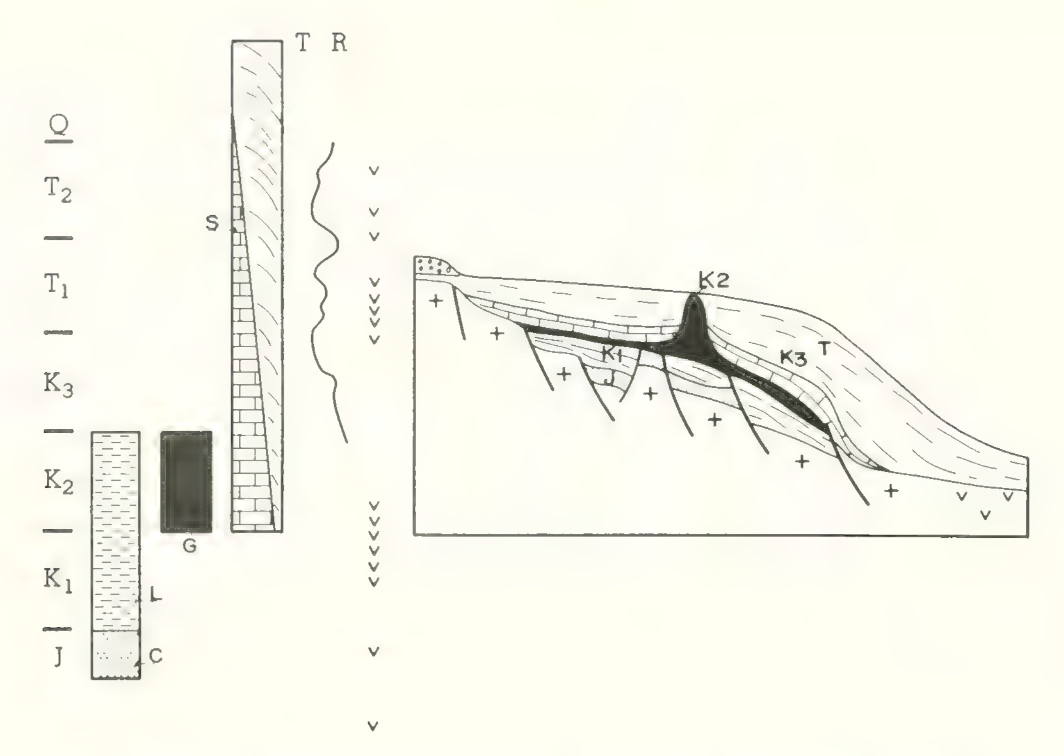


Fig. 2: Stratigraphy of the Brazilian marginal basins. Columns represent the sedimentary sequences (C = Continent; L = Lakes; G = Gulf; and S = Sea) and their position in the stratigraphic column (J = Donjoanian; K1 = Bahian; K2 = Alagoan; K3 = Albian to Maastrichtian; T = Tertiary; Q = Quaternary) the curve to the right of the column represents the main periods of transgression (T) and regression (R) that occured during the deposition of the Sequence of the Sea. v represents intercalated magmatic rocks. The section to the right shows the distribution of different sequences in an ideal profile of the continental margin.

3. DESCRIPTION OF THE SEQUENCES

3.1 SEQUENCE OF THE CONTINENT

This sequence consists of reddish lutites with intercalations of arkosic sandstones in its upper part, and fine to coarse grained sandstones in its upper part. The thickness of the sequence varies from 200 m to 500 m and its lithological characteristics present a striking lateral persistence over large areas. It is well exposed and studied in detail in the Reconcavo Basin which is therefore considered the type-area for this unit. In the Reconcavo Basin the entire sequence corresponds to the Brotas Group that includes the Aliança Formation (lower argillaceous section) and the Sergi Formation (upper sandy section). The Sequence of the Continent is also represented in the Sergipe/Alagoas Basin through the Bananeiras (= Aliança) and Serraria (= Sergi) formations. The Almada Basin is the southernmost area in which this sequence has been recorded. It appears there in an incomplete form since the lower argillaceous section is lacking. The northernmost occurrence of the sequence is not wellknown. Ghignone & Northfleet (1977) suggest that it extends northward as far as the present Potiguar Basin. This suggestion is supported by remnants of a wider distribution preserved in small tectonic interior basins in the northeastern part of Brazil (v. g., Araripe Basin). In the east-west direction it extends as far as 400 km inland.

The Sequence of the Continent correlates with the homotaxial units M'Vone (= Aliança = Bananeiras) and N'Dombe (= Sergi = Serraria), in Western Africa. The distribution of these units in the West African marginal basins is similar to the distribution of their correlative units along the Brazilian margin. In fact, in the Gabon Basin this sequence appears in its complete form. But, to the south, in the Congo-Cabinda Basin, in the same way as in the Brazilian Almada Basin, only the upper sandy section is present. From the Congo-Cabinda Basin to the south, analogously to the Espirito Santo Basin to Pelotas Basin, in Brazil, there are no records of this sequence (Asmus, 1975; Ponte & Asmus, 1978).

On the basis of the facies changes and geographic distribution it is possible to infer that the depositional basin of this sequence was surrounded by extensive topographic highs. These highs supplied terrigenous material that fed the depositional systems of the peripheral basins. Munne (1972) pointed out that the reddish argillaceous and the sandstones resulted from a conjugated system of interior lakes and braided streams. The time span in which this sequence was deposited can be assigned as tectonically quiescent.

The Sequence of the Continent has been paleontologically typified in its lower part by minute lacustrine ostracodes of the *Bisulcocypris pricei* biozone. In addition to this species the *B. pricei* biozone contains *B. uninodosa* and some forms of *Metacypris, Condona* and *Darwinula.* The upper section is characterized by the local occurrence of silicified wood referred to as *Dadoxylon benderi.* These fossils cannot be correlated with the standard international time stratigraphic column.

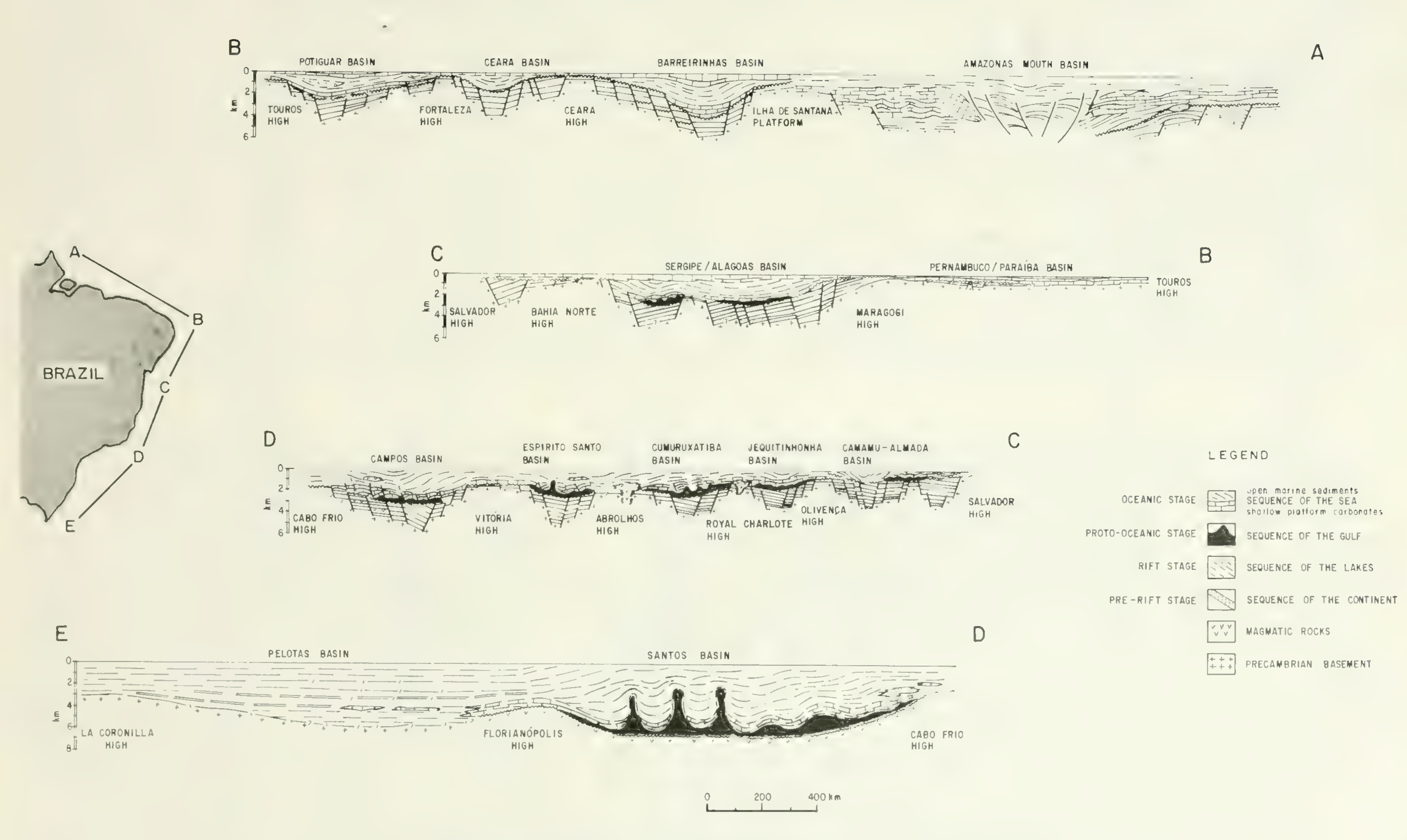


Fig. 3: Longitudinal sections of the various segments of the Brazilian continental margins showing the sedimentary basins, intervening highs, and the distribution of the different sedimentary sequences.

3.2 SEQUENCE OF THE LAKES

The main lithology of this sequence includes an alternation of sandstones and shales with local interpositions of thick syntectonic conglomeratic wedges; secondarily, there are disseminated thin limestone beds. The thickness of this sequence varies widely from a few hundred meters to about 6000 m.

This sequence is present along almost all the Brazilian margin (Fig. 3); it has not been observed only in the Pelotas Basin. The areas of the marginal basins in which it occurs are much better delineated than the underlying Sequence of the Continent. This is because the sediments that form the Sequence of the Lakes are circumscribed in tectonic basins bounded by normal faults. It has been deduced that this sequence was deposited syntectonically in rift type of basins submitted to intense tectonic reactivations. This resulted in a wide range of facies variations. Abandoned arms of these rift type basins are still present in Marajó/Amazonas Mouth, São Luiz/Barreirinhas and Reconcavo basins. In the Reconcavo Basin, the area in which the Sequence of the lakes occur represents the type-area for the sequence and the sedimentological model for its deposition. GAMA (Jr.) (1970) suggested a fluvial-deltaic lacustrine model for this sequence in the Reconcavo Basin. Based upon the analyses of surface and subsurface data he identified the various facies that characterize such a depositional environment. This same depositional model has been extended to the Sequence of the Lakes in most of the Brazilian marginal basins. Actually, only the Santos Basin deviates from the suggested model. There the rift type of basin differs from the rifts observed in the other segments of the Brazilian margin, otherwise, sediments that are typical of the Sequence of the Lakes do not occur in the Santos Basin. In the corresponding stratigraphic position of this sequence appears a thin section (about 300 m) of weathered basalts locally overlain by reddish argillaceous sediments containing basalt pebbles. This section is indicative of a predominantly subaerial deposition.

Fossils found in this sequence are mainly non-marine ostracodes and pollen; secondarily appear molusks, fishes and reptiles. A rich fauna of non-marine ostracodes includes as the most important species, according to VIANA and others (1971): *Theriosynoecum varietuberatum* GREKOFF/KRÖMMELBEIN; *Cypridea (Morininoides) candeiensis* KRÖMMELBEIN, *Pracypridea brasiliensis* KRÖMMELBEIN; *Cypridea dromedarius* KRÖMMELBEIN; *Cypridea salvadorensis* KRÖMMELBEIN; *Petrobrasia marfinensis* KRÖMMELBEIN; *Coriacina coriacea* KRÖMMELBEIN; *Cypridea (Sebastianites?) sostensis sostensis* KRÖMMELBEIN; *Cypridea (Sebastianites) fida fida* KRÖMMELBEIN.

Fossils, present in the Sequence of the Lakes are not adequate to establish precise correlations with the standard time stratigraphic column. Local stages (Rio da Serra, Aratu, Buracica and Juquia) were defined on the basis of biostratigraphic zoning of the above mentioned ostracode fauna and pollen (SCHALLER, 1969; VIANA and others, 1971; VIANA, 1980).

Several authors, referred to by PONTE & ASMUS (1978), indicated possible correlations between the Brazilian Sequence of the Lakes, mainly in Reconcavo and Sergipe/Alagoas basins, and the Coccobeach Series, in the Gabon and Congo basins (West African continental margin), on the basis of the fossil content and stratigraphic relationship.

3.3 SEQUENCE OF THE GULF

The dominant lithologies in the Sequence of the Gulf are evaporites, mainly anhydrite and halite. Locally, as in the Santos and Sergipe/Alagoas basins, potash and magnesium soluble salts are present. In an associate form appear carbonates, euxinic shales, sandstones and conglomerates.

In the eastern Brazilian continental margin this sequence is distributed in a triangular shape whose base, extends for 600 km and coincides with the southern limit of the São Paulo Plateau (Santos Basin). From there toward the north, the evaporitic triangular area narrows progressively until the Sergipe/Alagoas Basin were the evaporitic interval terminates (LEYDEN & NUNES, 1972; LEYDEN and others, 1976). The southern limit of the evaporites lies immediately to the north of a topographic-structural feature (Florianopolis Lineament) (Fig. 3). This feature has been interpreted as the barrier responsible for the restriction in the evaporitic basin (LEYDEN & NUNES, 1972; ASMUS, 1975; LEYDEN and others, 1976; KUMAR, 1979). Ther northern limit of the salt distribution lies to the south of a crustal block, uplifted during and after the evaporites deposition, which corresponds to the present Pernambuco/Paraíba Basin (ASMUS & CARVALHO, 1978).

Diapirism and other halokinetic structures, having modified the original salt beds, hinder possible estimates of the evaporites actual thickness (Fig. 3 and 4).

Various criteria, stratigraphic (FERNANDES, 1966), paleontological (VIANA, 1980), geochemical and mineralogical (WARDLAW & NICHOLS, 1972), and paleogeological (PONTE, 1971; LEYDEN & NUNES, 1972; LEYDEN and others, 1976) have permitted to correlate the Sequence of the Gulf of the eastern Brazilian margin with the evaporitic interval that occurs in the West African continental margin.

In addition to the large evaporite occurrence in the eastern Brazilian margin, time equivalent evaporites are present offshore in the northern margin (Ceará Basin) and onshore in the Parnaíba and Araripe basins (Fig. 1). Evaporites in the northern Brazilian margin are cut by normal faults that delineate rift type of basins. These rift basins characterize one of the initial stages of the Brazilian margin evolution. In the eastern area the Sequence of the Gulf is not particularly affected by tectonism and the rift forming faults were active before the evaporitic deposition.

The Sequence of the Gulf overlies older sequences or Precambrian basement rocks with a unconformity type of contact.

The type area for this sequence is the area in which occur this interval in the Sergipe/Alagoas Basin. In this basin the Sequence of the Gulf has been studied in great detail because of its importance in terms of hydrocarbons, evaporites and sulphur deposits.

The first illustrated Brazilian fossil was a fish specimen *Rhacolepis* collected in the Araripe Basin in sedimentary beds included in what is now called Sequence of the Gulf. In fact fishes are one of the best known fossils in this sequence. They are represented by 18 species that have been found in Araripe, Parnaíba and Reconcavo/Tucano basins. Other common fossils present in the scanty paleontological assemblage of this unit are non-marine ostracods and palinomorphs.

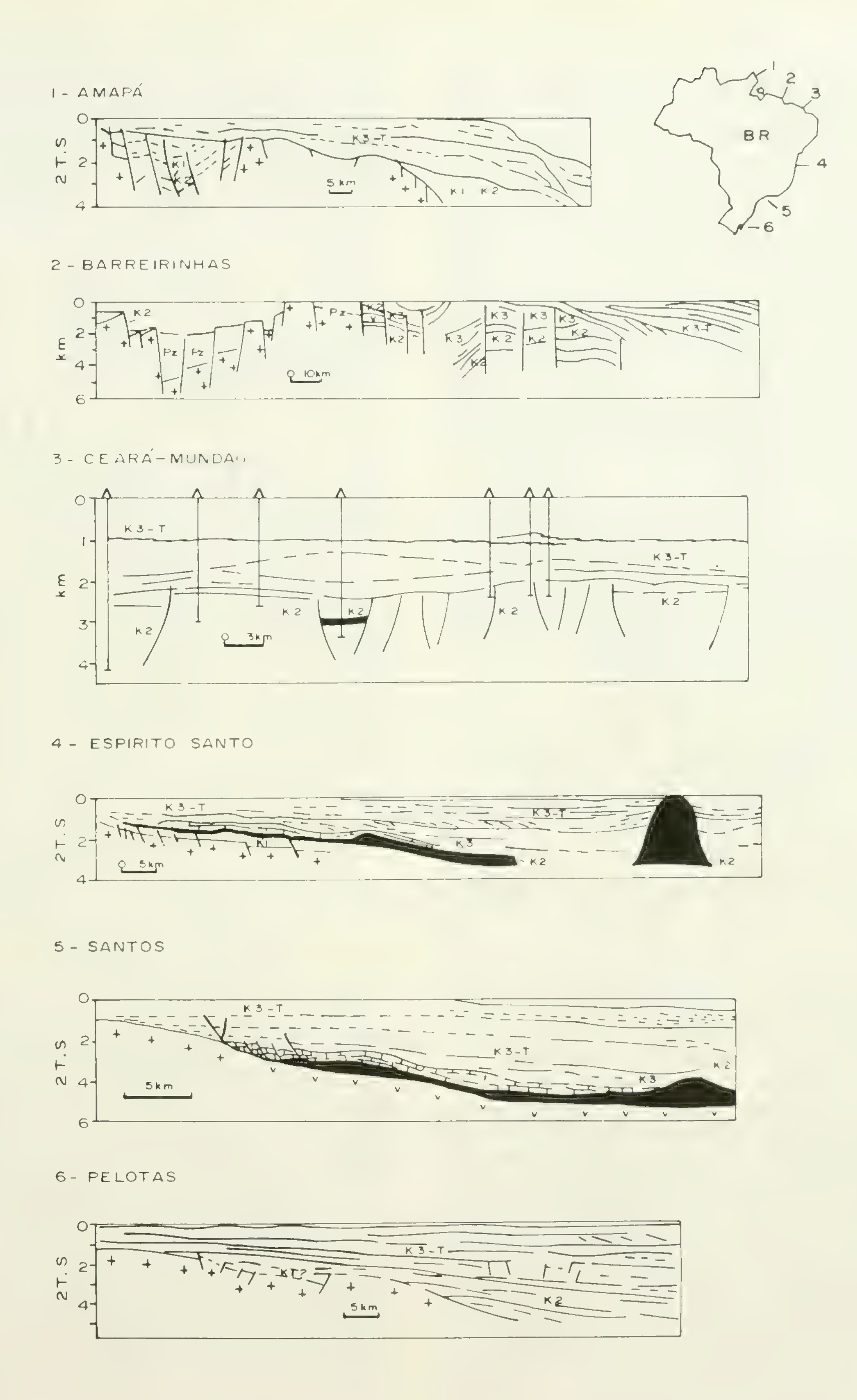


Fig. 4: Geological and seismological cross sections. Faults are pre-Alagoan (Bahian, K1) in the eastern segment of the margin (exemplified by section 4, Espirito Santo), and syn- and post-Alagoan (K2 and K3) in the northern segment (exemplified by sections 2-Barreirinhas and 3-Ceara Mundau).

3.4 SEQUENCE OF THE SEA

The Sequence of the Sea includes two sections or subsequences: the lower one, carbonatic, and the upper one, dominantly clastic (Fig. 2).

The carbonatic subsequence consists of calcarenites and calcilutites. Oolitic and pisolitic textures are common in this section. Laterally, in a landward direction the carbonates grade to sandstones which in some places can be coarse grained; in an oceanward direction the carbonates grade to pelitic sediments. The nature and distribution of these facies permit to infer the depositional model as a shallow platform/slope carbonate system with some clastic terrigenous contribution by delta fan systems.

This subsequence is found along all the Brazilian continental margin except in the Pelotas Basin (Fig. 1, 3 and 4), where the terrigenous sediments dominate the whole marine section, and in the Reconcavo Basin.

The clastic marine subsequence consists of shales and sandstones. They were deposited contemporaneously from coastal areas to deep waters, through a complex depositional system which resulted in coastal, shelf, slope and rise facies. Secondarily this subsequence contains platform and shelf edge carbonate facies intercalated in or lain on the marine clastic section. In some basins, such as Amazonas Mouth, Ceara and Espirito Santo (Fig. 3), these carbonates can attain considerable ticknesses.

The upper terrigenous subsequence occurs continuously all along the Brazilian margin (Fig. 1 and 3), including the Reconcavo Basin where there is a narrow and thin local occurrence of marine shale.

Porto & Dauzacker (1978) and Ponte and others (1978) recognized in the Sequence of the Sea a lower interval dominantly transgressive and an upper interval dominantly regressive. The transgressive phase corresponds to the late Cenomanian to Early Coniacian transgression, as pointed out by Asmus & Ponte (1973) in the Sergipe/Alagoas Basin, and by Reyment and others (1975) in northern and western regions of Africa. Estrella-Braga and Della Favera (1978) identified based upon seismo-stratigraphic interpretations in all the Brazilian marginal basins, sedimentological subunits within the Sequence of the Sea. These subunits are discriminated from each other by geological discontinuities delineated by continuous reflectors. According to these authors, the most important discontinuities in the Brazilian margin coincide with the main cycles of sea level changes defined by Vail and others (1977).

The period of deposition of this sequence was marked by tectonic quiescence and it is less affected by deep seated structural processes than the other underlain sequences. The only exhibited structures are those of geostatic type, caused mainly by gravitational sliding and growth faults.

Contrarely to the underlying sequences, the Sequence of the Sea has a rich folliliferous record of planctonic foraminifera. Moreover, in the emerged areas of Sergipe/Alagoas, Recife/João Pessoa and Potiguar basins, occur ammonoid faunas, studied by several authors, mainly Beurlen, K. (1967), Beurlen, G. (1967; 1968), Reyment & Tait (1972), and Bengtson (1977). These faunas have allowed good correlations with the international timestratigraphic column.

4. STRATIGRAPHIC POSITION OF THE SEDIMENTARY SEQUENCES

As cited in the previous section, the lack of marine forms in the fossil assemblage of rocks that comprise most parts of the sedimentary sequences (sequences of the Continent, Lakes, and Gulf) do not permit precise stratigraphic correlations of this part of the Brazilian continental margin with the international time stratigraphic column. Consequently, this nonmarine section, by far the most intensively studied due to its economic importance for oil exploration, has been referred to by local stratigraphic names (Dom Joao, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquia, and Alagoas), defined by Petrobras geologists (Schaller, 1969; Viana and others, 1971). Recently, Brito & Campos (1982) analysed critically this division and proposed the stages Donjoanian, Bahian and Alagoan. The equivalence of the sedimentary sequences and the stratigraphic division of Brito & Campos is, as follows: Sequence of the Continent – Donjoanian; Sequence of the Lakes – Bahian and Alagoan; Sequence of the Gulf – Alagoan.

Concerning the marine sedimentary rocks of the Sequence of the Sea, which extend from the Upper Aptian onwards, it is possible to establish good correspondence with the standard column.

4.1 DONJOANIAN STAGE

The Aliança and Sergi formations that correspond to the Sequence of the Continent are sometimes escribed to the Purbeckian Stage only because of its continental character. In the Petrobras classification, the time span, in which these formations were deposited, have been called Brotas "Stage" or Dom João "Stage". Brito & Campos (1982) proposed the formal name Donjoanian for the rocks deposited during this time interval. This stage is represented by the sediments of Aliança and Sergi formations in the Reconcavo Basin and by homochronous sediments in other Brazilian basins.

The fossils of the *Bisulcocypris pricei* biozone and *Dadoxylon benderi* have been considered important for the definition of the Donjoanian Stage. However, it is relevant to consider that Pinto & Sanguinetti (1958) described *B. pricei* and *B. uninodosa* from a locality (Tabuleiro Redondo, Icó, State of Pernambuco), that lies far away from the type-locality of the stage. The time equivalence between the type locality and the far fossiliferous site has not yet been confirmed.

Concerning the silicified trunks of *D. benderi,* Mussa (1959) described this species based on a wood fragment supposedly collected in the locality of Malhada dos Bois, near

Propriá, State of Sergipe. However, this provenance is doubtful and must be treated with restrictions.

Summarizing, the fossil content of the Donjoanian stage as well as the biozones of its possible fossils need a better definition. Studies have also to be done regarding the real stratigraphic position of the unit, whether in Upper Jurassic or in Lower Cretaceous.

4.2 BAHIAN STAGE

The stratigraphy of the Brazilian marginal basins has been particularly studied in the Reconcavo Basin. In this basin, the units that are now included in the Sequence of the Lakes have been escribed to Neocomian or Wealden due to their continental characteristics.

Some geologists tend to consider a Reconcavo "Series" divided into local "stages" (Rio da Serra, Aratu, Buracica, and Jiquia). According to this classification the chronus Rio da Serra, Aratu, Buracica, and Jiquia, represent the time span in which the above mentioned sediments were deposited.

Brito & Campos (1982) reinstated the Bahian Stage, proposed originally in 1870 by Hartt, as follow: "...for the fresh-water beds at Bahia, I would propose the name Bahian group." At that time the term group had a chrono-stratigrapic meaning.

According to Brito & Campos (1982) all the sedimentary beds between the top of the Sergi Formation and the bottom of the Marizal Formation are included in the Bahian Stage. Thus, the entire Sequence of the Lakes that occurs in the eastern Brazilian margin, from Campos to Pernambuco/Paraíba Basin, are related to this stage.

4.3 ALAGOAN STAGE

Gardner (1849), after a field trip to the Araripe Basin, was the first to record rocks of the Cretaceous System in Brazil. Results of this trip were initially published in 1841 by Gardner in collaboration with Agassiz who studied Gardner's fish collection.

The rocks described by Gardner are now included in what is currently called Sequence of the Gulf. This Sequence comprises sediments in onshore and offshore basins. These sediments have been escribed to Aptian, a position that cannot be confirmed due to the non-marine fossil content in the Sequence of the Gulf. Thus, several authors (v. g. Viana and others, 1971; Ponte & Asmus, 1978, Viana, 1980) have applied the name Alagoas to designate the time span in which the above mentioned units were deposited.

Brito & Campos (1982) proposed the name Alagoan Stage for the rocks deposited in this time span. The area type, according to the same authors, corresponds to the area in which the Muribeca Formation, in the Sergipe/Alagoas Basin occurs.

The Alagoan Stage includes sedimentary intervals situated between the Bahian Stage on the bottom and the Upper Aptian marine sediments in the top. It lies probably in the middle to upper part of the Lower Cretaceous. In the Brazilian margin in addition to the Sequence of the Gulf that occurs mainly in the eastern segment, also the clastic sediments typically of the Sequence of the Lakes, in Barreirinhas, Ceara and Potiguar basins (northern margin) are placed in the Alagoan Stage.

4.4 APTIAN-ALBIAN TO TERTIARY

The sequence of the Sea is represented by sediments that have an age range from Aptian-Albian up to Tertiary. These sediments are marine and contain ammonoids, foraminifera and other important groups of fossils that permit to establish correlations with stages of the standard stratigraphic column. This is particularly true for the Cretaceous, whose fossils have been studied since the last century. All the stages of the Cretaceous System above the Aptian are well definied in the Brazilian marginal basins, mainly those of the northeastern region. Based largely upon ammonoids the marine Cretaceous of Brazil is subdivided in the following biozones:

Maastrichtian:	*Sphenodiscus – Pachydiscus* biozone
Campanian:	Foraminifera biozones
Santonian:	Foraminifera biozones
Coniacian:	*Prionocycloceras – Barroisiceras* biozone
Up. Turonian:	*Subprionocyclus* biozone
Md. Turonian:	*Benueites – Coilopoceras – Mammites* biozone
Lw. Turonian:	*Pseudoaspidoceras – Vascoceras, Inoceramus labiatus*
Cenomanian:	*Kanabiceras, Acanthoceras, Stoliczkaia – Graysonites* biozones
Up. Albian:	*Mortoniceras – Elobiceras* biozone
Md. Albian:	*Oxytropidoceras* biozone
Lw. Albian:	*Cheloniceras* biozone

4.5 MAGMATIC ROCKS

Locally, interposed in the stratigraphic column, there are magmatic rocks in the form of both intrusions and lava flows, mainly basaltic and alkaline. They have an age range extending from Triassic up to Tertiary.

The greatest number of volcanic sites occur in the southeastern and southern areas. These are areas of the extensive and thick basaltic lava flows in the interior Paraná Basin (Fig. 1) (130–105 M y.B.P.) that are synchronous with an important volcanic activity in the southeastern margin (Santos and Campos basins). Asmus & Guazelli (1981) interpreted that basaltic rocks beneath the evaporites in the Santos Basin and, in a lesser extent, in the Campos Basin are Lower Cretaceous lava flows upon Precambrian basement rocks rather than true oceanic basement rocks. (Fig. 4–5).

In the southeastern area occurs also a great number of volcanic sites, with an age between 90–40 M y.B.P. Most of these volcanic sites, both onshore and offshore are in the same latitudes in which lie crustal fractures (lineaments).



DONJOANIAN

A

POTIGUAR BASIN (?)

MARANHÃO BASIN

AFRO-BRAZILIAN DEPRESSION

BRAZIL

AFRICA

PARANÁ BASIN

CONGO BASIN

B' A' A B A A' B J B' Tr Tr

INTERIOR BASINS WITH FLUVIO-LACUSTRINE AND EOLIC DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS

INFERRED RIFT-VALLEY TYPE BASINS

SITES OF VOLCANIC ACTIVITY

BAHIAN

B

I

BASINS

Rifts of crevice type	POTIGUAR
	RECONCAVO/TUCANO
	SERGIPE/ALAGOAS
	ALMADA
Rift of arch-volcanic type	SANTOS

C C' C C'

II

BASINS

Rifts of crevice type	BAHIA SUL
	ESPIRITO SANTO
	CAMPOS
	PERNAMBUCO/PARAIBA
	PELOTAS
Rift of arch-volcanic type	SANTOS

D D' D D' sl

ALAGOAN

C

AFRICA

E E' E' E

BRAZIL

F F' F F'

WALVIS RIDGE

SÃO PAULO RIDGE

OCEANIC CRUST

EVAPORITES DEPOSITED IN RESTRICTED GULF-LIKE BASINS (FROM SERGIPE/ALAGOAS TO SANTOS) AND INTERIOR BASINS (MARANHÃO, ARARIPE, CEARÁ (?))

CLASTIC FLUVIAL LACUSTRINE SEDIMENTS DEPOSITED IN PERIPHERAL BASINS

INCIPIENT RIFTS OF CREVICE-TRANSCURRENT TYPE RESULTING FROM CRUSTAL EXTENSION IN THE SOUTHERN AREA

APTIAN - ALBIAN



G G'

RIFTS OF CREVICE-TRANSCURRENT TYPE RESULTING FROM THE LATERAL-DIVERGENT SEPARATION OF BRAZIL AND AFRICA

ALAGOAN EVAPORITIC BASINS

MID-ATLANTIC RIDGE

DISCUSSIONS, INFERENCES AND CONCLUSIONS

The sequences included in the stratigraphic column of the Brazilian marginal basins conform the evolutionary stages of the theoretical model used to explain the build up of an Atlantic type of margin through rifting and drifting processes (Fig. 5).

The Sequence of the Continent is associated to the pre-rift stage, dominated by quiescent tectonic conditions. The Sequence of the Lakes is related to the rift-valley stage, defined by an intense tectonic activity and by the fragmentation of the continental crust. The Sequence of the Gulf resulted from the first important sea ingressions in restricted elongated gulfs that marked the proto-oceanic stage. The Sequence of the Sea is associated with drifting processes accompanied by margin subsidence and the consequent piling up of a thick sedimentary prism.

Analyses of the distribution, thickness variations and faciological changing of the sedimentary sequences allow the interpretation of particular events for each of the stages that comprise the general evolutionary model. Thus, observing the way the Sequence of the Continent is distributed, it is possible to infer uplifted and subsided areas during Jurassic. Faciological variation in the Sequence of the Lakes combined with the distribution of Early Cretaceous igneous rocks allow the identification of different types of rift-valley basins. The limits of the main evaporitic basin, and the effect of the principal tectonic episodes in the Sequence of the Gulf are useful to reconstruct the initial evolutionary stages of the South Atlantic. Thickness variations in the Sequence of the Sea indicate areas with different relative subsidence. Moreover, seismostratigraphic studies in this upper sequence allowed Estrella-Braga & Della Favera (1978) to determine the main transgressive and regressive cycles.

Based on these evidences and deductions it is possible to draw paleogeological reconstructions at the time of deposition of each one of these sequences: Donjoanian, Bahian, Alagoan, and Aptian-Albian (beginning of deposition of the Sequence of the Sea).

The pre-rift stage marks the deposition of the Sequence of the Continent (Fig. 5.A). During that time peripheral basins were formed adjacently to uplifted areas (section A–A'). The most proeminent of these positive areas were formed in the southeastern part of Brazil (section B–B') as a result of a subcrustal thermal anomaly (Asmus, 1981). This area was the site of important volcanic activity whose main records date Early Cretaceous and Late Createaceous to Early Tertiary.

The Bahian marks the formation of rift type of basins in two different times, referred to as I (Fig. 5.B.I) and II (Fig. 5.B.II). Based upon structural and stratigraphic characteristics it is possible to identify two main types of rift like structures: arch volcanic type (section C–C') and crevice type (section D–D').

The deposition of evaporitic rocks (Sequence of the Gulf) in an elongated gulf, in the eastern Brazilian margin, was the most important event during Alagoan times (Fig. 5.C.) Evaporitic rocks were also deposited in interior basins in the northeastern part of Brazil (Araripe, Ceará and Parnaíba basins). At that time only incipient faults had been developed in the northern segment of the margin (section E–E'). These faults, responsible for the build up of rift basins in the northern segment, are younger than the salt deposition.

Since it is thought that faulting in the northern segment was caused by the initial drifting of Brazil and Africa, it is possible to say, based entirely upon geological evidences, that the Alagoan evaporites, including those of the São Paulo Plateau (Santos Basin), were deposited on continental crust (section F–F').

Figure 5.D complements what was previously said with respect to the age of rifting and consequently the age of the Sequence of the Lakes in the northern segment of the margin. The faults in this segment cut the Alagoan salt and thus they have been active at a time when the eastern margin was characterized by tectonic quiescence.

The subsequent stages in the evolutionary history of the Brazilian continental margin (oceanic stage) was characterized by tectonic quiescence and by the deposition of the Sequence of the Sea.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the Brazilian Conselho Nacional de Pesquisas Científicas e Tecnológicas – CNPq. Ulrich Seeliger reviewed the text.

Fig. 5: Inferred paleogeographic and paleogeological configurations of the Brazilian continental margin in its initial stages of evolution.

Donjoanian – The Sequence of the Continent was deposited in basins peripheral to uplifted areas by fluvial-lacustrine and eolian processes.

Bahian – In most of the eastern margin the Sequence of the Lakes was deposited in fluvio-deltaic lacustrine conditions; in the rift of arch volcanic type (Santos Basin) it has been inferred that sedimentation occurred in dominantly subaerial conditions.

Alagoan – This time marks the deposition of the Sequence of the Gulf in the eastern margin and of the Sequence of the Lakes in the northern margin. Thus, faulting in the northern area is younger than faulting in the eastern margin.

Aptian – Albian – At this time, in most of the marginal basins began the deposition of the Sequence of the Sea. This sequence was deposited in a shallow carbonatic platform at first and in an open marine environment afterwards. Faulting continued till the Late Cretaceous (K3) in some sectors (Barreirinhas Basin) of the northern margin.

REFERENCES

ASMUS, H. E. (1975): Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. – Rev. Bras. Geoc., São Paulo, **5** (3): 160–175.

— — (1979): Conocimiento actual del margen continental brasileño. – Anales del 4° Congr. Lat.-Amer. Geolog., Port Spain, Trinidad & Tobago (in press).

— — & CARVALHO, J. C. (1978): Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do nordeste brasileiro (Sergipe, Alsgoas e Pernambuco-Paraíba). – Série Projeto REMAC, **4**: 7–24.

— — & PONTE, F. C. (1973): The Brazilian marginal basins. – In: Nairn, A. E. M. & Stehli, F. G. (eds.) The ocean basins and margins. New York, Plenum Press, vol. I – The South Atlantic, p. 87–133.

— — & GOMES, J. B. & PEREIRA, A. C. B. (1971): Integração geológica regional da bacia do Espírito Santo. XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo, **3**, p. 235–252.

BENGTSON, P. (1977): Mid-Cretaceous biostratigraphy of the Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil. – Doctoral Thesis, University of Uppsala, 187 p., 4 plates, 2 maps.

BEURLEN, G. (1967): Bioestratigrafia e fauna da formação Sapucari/Laranjeiras. I. Amonóides. Petrobrás internal report (unpublished).

— — (1968): A fauna do complexo Riachuelo/Maruim. I. Ammonoidea. – Bol. Tec. Petrobrás, Rio de Janeiro, **11** (4): 437–482.

BEURLEN, K. (1967): Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. – Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, **16** (1): 43–54.

BRITO, I. M. & CAMPOS, D. A. (1982): O Cretáceo no Brasil. – An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro, **54** (1): 197–218.

DICKINSON, W. R. (1974): Plate tectonics and sedimentation. In: Tectonics and Sedimentation. – Soc. Econ. Paleont. Miner., Sp. Publ., **22**, p. 1–27.

ESTRELLA-BRAGA, A. & DELLA FAVERA, J. (1978): Sequências deposicionais nas bacias brasileiras. Determinação, integração, integração, regional e sua utilização nas pesquisas de hidrocarbonetos. – Petrobrás, internal report (unpublished).

FALVEY, D. A. (1974): The development of continental margin in plate tectonic theory. Petrol. Explor. Assoc. J., p. 95–106.

FERNANDES, G. (1966): Analogias das bacias salíferas de Sergipe, Gabão, Congo e Angola. – Bol. Tec. Petrobrás, Rio des Janeiro, **9** (3–4): 349–365.

GAMA Jr., E. (1970): Modelo geológico das bacias do Recôncavo e Tucano. – XXV Congr. Bras. Geol., Brasília, p. 191–200.

GARDNER, G. (1849): Travels in the interior of Brazil, principally through the northern provinces. 2nd ed. London, Reeve, Benham & Revee, 428 p.

GARY, M.; MCAFEE Jr. & WOLF, C. L. (eds.) (1973): Glossary of geology, Washington, D. C., Amer. Geol. Inst.

GHIGNONE, J. I. & NORTHFLEET, A. A. (1971): Sequências sedimentares brasileiras. – Petrobrás internal report (unpublished).

HARTT, C. F. (1879): Geology and Physical geography of Brazil. Boston, Fields Osgood & Co. 620 p.

KUMAR, N. (1979): Origin of "paired" aseismic ridges: Ceará and Serra Leone rises in the Equatorial Atlantic, and the Rio Grande rise and walvis ridge in the South Atlantic. – Marine Geology, **30**: 175–191.

LEYDEN, R. & NUNES J. R. (1972): Diapiric structures offshore southern Brazil. – XXXVI Congr. Bras. Geol., Belém, **2**: 45–50.

— — & ASMUS, H. E.; ZEMBRUSCKI, S. G. & BRYAN, G. (1976): South Atlantic diapiric structures. – AAPG Bul., **60**: 196–212.

MUNNE, A. I. (1972): Análise estratigráfica do Andar Dom João na Bacia do Recôncavo e Tucano Sul. – Technical Report. **8**, 73 p.

MUSSA, D. (1959): Contribuição à Paleoanatomia vegetal. 1. Madeira fóssil do Cretáceo de Sergipe. – Notas Preliminares e Estudos. DGM, Rio des Janeiro, **111**, 16 p., 4 pl.

NOGUTI, I. & SANTOS, J. F. (1971): Zoneamento preliminar por foraminíferos planctônicos do Aptiano ao Mioceno na Plataforma continental do Brasil. – Petrobrás internal report (unpublished).

PAMPLONA, H. R. P. (1969): Litoestratigrafia da bacia Cretácea de Barreirinhas. – Bol. Tec. Petrobrás, Rio de Janeiro, **12** (3): 261–290.

PINTO, I. D. & SANGUINETTI, Y. T. (1958): *Bisulcocypris*, a new Mesozoic genus and preliminary note about its relation with Metacypris. – Bol. Soc. Bras. Geol., **7** (1): 75–90, 3 pl.

PONTE, F. C. (1971): Evolução paleogeográfica do Brasil Oriental e África Ocidental. – Petrobrás internal report (unpublished).

— — & ASMUS, H. E. (1976): The Brazilian marginal basins: current state of knowledge. – An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro, **48** (Supl.): 215–239.

— — & ASMUS, H. E. (1978): Geological framenwork of the Brazilian continental margin. – Geol. Rund., **67** (1): 201–235.

— — DAUZACKER, M. V. & PORTO, R. (1978): Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares brasileiras. – Petrobrás internal report (unpublished).

PORTO, R. & DAUZACKER, M. V. (1978): Plataforma continental brasileira: atividades exploratórias e perspectivas petrolíferas. – Petrobrás internal report (unpublished).

REYMENT, R. A. & TAIT, E. A. (1972): Biostratigraphical dating of the early history of the South Atlantic Ocean. – Philos. Trans. Royal Soc. London, B., Biol. Sci., **264** (858): 55–95.

— — BENGTSON, P. & TAIT, E. A. (1976): Cretaceous transgressions in Nigeria and Sergipe-Alagoas (Brazil). – An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro, **48** (Supl.): 253–264.

SAMPAIO, A. V. & NORTHFLEET, A. A. (1973): Estratigrafia e correlação das bacias sedimentares brasileiras. – XXVII Congr. Bras. Geol., Aracaju, **3**: 189–206.

SCHALLER, H. (1969): Revisão estratigráfica da bacia de Sergipe/Alagoas. – Bol. Tec. Petrobrás, Rio de Janeiro, **12** (1): 21–86.

— — et al. (1971): Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar da Foz do Amazonas. – Petrobrás internal report (unpublished).

VAIL, P. R. et al. (1977): Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, **26**, 49–212.

VIANA, C. F. (1980): Cronoestratigrafia dos sedimentos da margem continental brasileira. – XXXI Congr. Bras. Geol., Balneário de Camboriú, **2**, p. 832–843.

— — et al. (1971): Revisão estratigráfica da bacia do Recôncavo – Tucano. – Bol. Tec. Petrobrás, Rio de Janeiro, **14** (3–4): 157–192.

WARDLAW, N. C. & NICHOLS, G. D. (1972): Cretaceous evaporites of Brazil and West Africa and their bearing on the theory of continental separation. – 24th Int. Geol. Congr., Montreal, section 6, p. 43–53.

Zitteliana	10	277–283	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

The Brazilian Cretaceous

By

IGNACIO MACHADO BRITO & DIÓGENES de ALMEIDA CAMPOS*)

With 1 text figure and 1 plate

ABSTRACT

The Cretaceous is one of the best known systems in Brazil, being very well represented in the basins of the Northeast, on the continental shelf and covering the large palaeozoic basins.

The system is presented in its most complete form on the coastal and interior basins of the Northeast, since the Jura-Cretaceous transition until the Maastrichtian-Tertiary.

It can be divided into four phases: continental or prerift, lacustrine or rift, transitional or saline, and marine.

Owing to the impossibility of correlating the three first phases with the international stratigraphic column, we here propose to them local stages which could also be identified on the African Atlantic coastal basins: Donjoanian, Bahian and Alagoan.

The marine phase can be recognized since the Upper Aptian and it is almost perfectly correlated to the standard geological column.

KURZFASSUNG

Die Kreide ist eines der bestuntersuchten Systeme in Brasilien; sie ist verbreitet in den Becken Nordost-Brasiliens und auf dem Schelf. Am vollständigsten ist sie vertreten von der Jura/Kreide-Grenze bis zur Maastricht/Tertiär-Grenze in den Küstenbecken und den im Landesinnern gelegenen Bekken die Nordost-Brasilien repräsentieren. Man kann 4 Phasen unterscheiden: ,,Kontinental oder prärifting, Binnensee oder ,,rifting", Übergangsphase oder brackisch-salinar und vollmarine Phase. Da die ersten 3 Phasen nicht international zu korrelieren sind, werden 3 lokale Einheiten benannt und definiert, die sich auch in den westafrikanischen atlantischen Küstenbecken erkennen lassen: Donjoanian, Bahian und Alagoan. Die vollmarine Phase setzt mit dem Ober-Apt ein und ist bereits sehr gut mit dem internationalen Standard korreliert.

INTRODUCTION

The first geologists to recognize Cretaceous terrains in Brazil faced initially a problem of classification. Subsequently, a comparison was made to European stages, or even to North American ones, taking into consideration the fossil content was made easy by fossil comparisons, which later turned out to be correct within some limits, however, when continental units with endemic fossils were considered, the situation became enormously complicated. At first these designations were tentatively identified by European standards applied to local continental names such as Purbeckian and Wealden. Later, local names were used. So appeared the famous "series" which at first were applied exclusively with a chronostratigraphic connotation. Soon, however, that connotation was lost, and the "series" were then utilized as lithostratigraphic units.

The interest on the stratigraphy of the Brazilian sedimentary basins was increased with the beginnings of oil research, made initially by Conselho Nacional do Petróleo and later by PETROBRAS (the Brazilian government oil company). None the less the orientation followed by Petrobrás was to remake the stratigraphic classification based almost exclusively on lithostratigraphic units – the formations. Later extremely important advances were made based on the utilization of biostratigraphic and chronostratigraphic units – the biozones and the chronozones.

The right way for a solution to the problem of classifying the Brazilian Cretaceous lies on the utilization of the time factor, and a precise description of the stages, following a comparison to their type sections. The chronozones that cannot be compared must be defined and receive local, formal denominations.

We are much indebted to Mr. Espedito Cordeiro da Silva for translating our text to English language.

*) I. M. Brito, Instituto de Geociencias UFRJ, C.C.M.N., 21910 Rio de Janeiro, Ilha do Fundão, Brazil; D. A. Campos, Departamento Nacional de Producão Mineral, Seção Paleont., Av. Pasteur 404, 22290 Rio de Janeiro, Brazil.

THE BRAZILIAN CRETACEOUS

There is no doubt that the Cretaceous is one of the best known geological periods in Brazil, being well represented at the basins of the Northeast, in the continental shelf and even in areas of the great paleozoic basins.

The Cretaceous was first recognized in this country by George Gardner, after his trip to Chapada do Araripe in 1838, and whose results were initially published with Louis Agassiz's in 1841. The latter author studied the fish collections made by the former who mentions "he immediately, from their zoological characters alone pronounced them to belong to the Chalk Series" (Gardner, 1849, p. 159). Before this palaeontological observation, Gardner (op. cit., p. 155) makes comments on the layers showing nodules of fossil fishes, stating that "the circumstance that first led me to suspect this rock belonged to the Chalk Formation was an immense accumulation of flints and septaria similar to those of the Chalk of England, which I found on the activity of the range during a journey made along its base to the north of Crato".



HARTT (1870, p. 555) discusses the occurrence of Cretaceous formations in Brazil, stating that "the cretaceous rocks of Brazil are unknown on the coast south of the Abrolhos, which islands I believe to be outliers of this formation. Properly speaking the Cretaceous deposits begin a few miles south of the Bay of Bahia, and occur at intervals along the coast northward, occupying, at least in several instances, separate basins, some of which are fresh-water. We find Cretaceous rocks in Bahia, Sergipe, Alagôas, Pernambuco, Parahyba do Norte, Ceará, and Piauhy".

In a little more that a hundred years of studies, a great deal of scientific work has been made on the Brazilian Createaceous.

Although the occurrence of Cretaceous fossils in the Amazon Region has been quoted since last century, there are no records of sediments from that region, that could undoubtedly be attributed to the Cretaceous. With no fossil evidence whatsoever, the rocks from the Takutu Formation, Territory of Roraima, are attributed to the system, as well as those from Acre Group, in the northwest part of the State of Acre. In the Amazon Basin there are some layers currently designated Alter do Chão, which have been at least partly attributed to the Cretaceous and which bear stronger palaeontological evidence such as teeth, which have been assigned to theropod dinosaurs; however, the teeth could also be considered as belonging to sebecosuchian crocodilians, in which case they would not necessarily indicate the Cretaceous period, since those reptiles can also be found in the South American Tertiary.

In the State of Mato Grosso the Brazilian geological literature has traditionally shown the Parecis Formation as being Cretaceous, based on a poor study of its fossil woods, which has never been reviewed. The woods were collected in Serre do Norte, in the first quarter of this century. They can have an age varying from Permian to Tertiary.

In the Paraná Basin there are two formations covering the basalt, and which have been attributed to the Cretaceous. The lowermost – Caiuá Formation – shows, as fossil evidence, tracks belonging to tetrapod, which can only be considered as Mesozoic. On the other hand, the superior layer – Bauru Formation (including the Uberaba facies) – shows a varied reptilian fauna, including saurischian dinosaurs, mesosuchian and sebecosuchian crocodilians, pleurodire turtles and iguanid lizards, as well as anuran amphibians, fish, bivalves and carophyte algae. This fauna suggests the Cretaceous, although its endemic character cannot indicate precisely any stage; nevertheless it has traditionally been considered Senonian.

In the coastal and interior basins of the Brazilian Northeast the Cretaceous is shown in its most complete form, since the Jura-Cretaceous transition up to the topmost layers of the Maastrichtian. It is the only record of geological times indicating the opening of the South Atlantic Ocean, comprising sediments from the Potiguar, Pernambuco-Paraíba, Sergipe-Alagoas, Recôncavo-Tucano-Jatobá, Almada and Araripe basins, as well as those from the small northeastern basins. As part of the same cycle of geological events are the basins from the continental margin (which will not be discussed here) and the Cretaceous continental deposits from Parnaíba and São Francisco basins.

The succession of events that took place since the Jura-Cretaceous transition until the Lower Tertiary can be divided in four phases, recognizable from their deposition environments: continental, lacustrine, saline and marine. Palaeontological evidence confirms this subdivision.

The first three phases will be discussed here as the "Brazilian Lower Cretaceous", and the last, starting at the top of the Aptian, will be briefly considered as the "Marine Cretaceous".

Itapecuru (Parnaíba basin), Urucuia (São Francisco basin) and Exu (Araripe basin) formations represent sediments from continental environments and show some difficulty of correlation; only their lower age has been determined.

THE LOWER CRETACEOUS IN BRAZIL

The geocratic conditions initiated at the end of the Palaeozoic Era and accentuated during the Triassic, were modified by the end of the Jurassic and at the beginning of the Cretaceous, culminating with the separation of the South American and African plates and allowing a penetration of the sea, since the Aptian.

Before that event took place, however, the Northeast of Brazil underwent various phases which are also in its corresponding equivalent basins from Western Africa.

The continental, lacustrine and transition phases, with abundant non-marine ostracods, have tentatively been correlated to the Wealden or Neocomian, but truly they do not show condition for comparison with the international stages of the Cretaceous described in France or Switzerland, which are based on a marine fauna. Moreover they have a thickness of approximately 6,000 metres, which is well above the total Cretaceous stages below the Albian in their type localities, and which could represent a much greater deposition time span.

The continental phase (pre-rift) is represented by the sediments from the Bananeiras and Serraria formations (Sergipe-Alagoas Basin), Aliança and Sergi formations (Recôncavo-Tucano-Jatobá Basin) and by the Brejo Santo Formation (Araripe Basin). These formations have been attributed to the Purbeckian Stage, owing exclusively to their Continental characteristics. The lack of marine fossils does not allow an exact correlation with the standard stratigraphic column, and therefore the geologists of Petrobrás, have designated Brotas or Dom João stage the time interval when those sediments were deposited. We here propose that, formally, this time interval be denominated Donjoanian Stage, with its type area being represented by the sediments from the Aliança and Sergi formations, in the area of the Dom João oil field, at the Recôncavo.

The lacustrine phase (rift) is represented by the sediments from the Pastos Bons Formation (Barreirinha and Parnaíba basins), Corda Formation (Parnaíba Basin), Cabo Formation (Pernambuco-Paraíba Basin), Coruripe Subgroup (Sergipe-Alagoas Basin), Bahia Group (Recôncavo-Tucano-Jatobá and Almada basins), Missão Velha Formation (Araripe Basin) and Areado Formation (São Francisco Basin). These formations have been attributed to the Neocomian or Wealden, owing to their continental characteristics. The existing fossils

do not allow an exact correlation with the marine stages of the Lower Createaceous from the standard stratigraphic column. Some geologists have utilized a Recôncavo Series with the Dom João (already discussed above), Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá and Alagoas stages. The Rio da Serra, Aratu, Buracica and Jiquiá stages represent the time interval in which the mentioned sediments were deposited during that phase. We here propose that this time interval be formally denominated Bahian Stage, with its type area represented by all layers that were deposited between the top of the Sergi Formation and the base of the Marizal Formation, at the Recôncavo-Tucano Basin.

The saline phase is represented by the sediments from the Codó and Grajaú formations (Parnaíba Basin), Muribeca Formation (Sergipe-Alagoas Basin), Marizal and Taipu-Mirim formations (Recôncavo-Tucano-Jatobá Basin) and the Santana Formation, except its upper part (Araripe Basin). These formations have been attributed to the Aptian, but the existing fossils do not allow a perfect correlation to the marine sediments from the Aptian type area. Various authors have, therefore, utilized the local denomination Alagoas stage to designate the time interval that those units were deposited. We here propose the formal designation Alagoan Stage for that time interval, with its type area corresponding to the occurrence of the Muribeca Formation, in the Sergipe-Alagoas Basin.

THE DONJOANIAN STAGE

The oldest fossiliferous layers from the mesozoic continental sequence in the Brazilian continental basins and the Western African coast are constituted mainly of shales and red siltstones overlayered by sandstone which are practically barren, represented in Brazil by the Aliança and Sergi formations, in the Recôncavo-Tucano-Jatobá Basin, and their equivalents: Bananeiras and Serraria formations in the Sergipe-Alagoas Basin, Brejo Santo Formation in the Araripe Basin, and also the Agoula, M'Vonne and N'Dombo formations in the Gabon Basin.

These formations are separated from the oldest and the newest by uncorformities which are said to be palaeontologically characterized: in their lowest part, by lacustrine ostracods of very reduced size, belonging to the *Bisulcocypris pricei* biozone, also represented by other fossils such as *B. uninodosa* and some forms of *Metacypris*, *Candona* and *Darwinula.* In the uppermost part of the sequence, which is sandy and almost barren, are found locally silicified tree stems attributed to *Dadoxylon benderi.*

Schaller (1969, p. 76) suggested the designation "Brotas stage" to the sequence. This name has been better known in the lithostragraphic nomenclature of Bahia than the chronostratigraphic nomenclature. The author also discusses that the Brotas stage corresponds to a badly defined part of the Upper Jurassic which owing to the lack of marine fossils, cannot establish an exact correlation to the international chronostratigraphic column.

Still according to Schaller (op. cit.) the sediments from the Brotas stage are recognized in the Recôncavo-Tucano-Jatobá Basin (Aliança and Sergi formations), Sergipe-Alagoas Basin (Bananeiras, Serraria and Candeeiro formations), Araripe Basin (Missão Velha Formation) and in Africa by the sediments pre-Cocobeach in the Gabon Basin.

Viana et alii (1971) replace the name Brotas stage by the designation Dom João, a name taken from an oil field located in the northwest of Todos os Santos Bay, approximately 4 km northeast of São Francisco do Conde in the State of Bahia.

In a short description made by Viana (1980, p. 833), this author states that "the sediments belonging to this stage comprise the oldest fossiliferous layers of the continental sequence, and are considered to be of Upper Jurassic age. They are represented by an association of lacustrine ostracods where *Bisulcocypris* and '*Metacypris*' are predominant; the two species show abnormally reduced dimensions. Side by side with *B. pricei,* the major fossil guide, is found *Darwinula* cf. *D. oblonga* (Roemer), of normal dimensions and reasonably frequent; Conchostraca, fish remains are also found and, in the uppermost part of the stage, where microfossils are almost non-existant, are found silicified tree stems of *Dadoxylon benderi* in certain areas, within a thick sandstone layer".

As to the fossil guides, which are said to be important in the Donjoanian Stage, wo have the following comments:

Pinto and Sanguinetti (1958) have described *Bisulcocypris pricei* and *B. uninodosa* from terrains which are said to belong to the Upper Jurassic of Pernambuco from a locality called Taboleiro Redondo, which is approximately 7 km from Icó, municipality of Petrolândia, and therefore from an area very far away from the stage's type locality, its precise chronologic equivalent must be discussed and investigated.

As to the fossil tree stems found in the superior part of the sequence, and attributed to *Dadoxylon benderi,* we remind that Mussa (1959) described the species based on a stem fragment which is said to have been collected in the neighbourhood of Malhada dos Bois, on the road to Propriá, in the State of Sergipe; those terrains were attributed to the Japoatã Formation at that time.

That fossils locality seems to us rather doubtful. Other studies on the anatomy of the fossil woods from that region and other mapped localities such as Sergi Formation and its chrono- or lithostratigraphic equivalents, have not yet been undertaken.

The palaeontological content from the Donjoanian Stage still needs a better definition, as well as the acrozones of its possible fossils. The same is true of the position of the unit within the Upper Jurassic or Cretaceous.

THE BAHIAN STAGE

The Bahian Stage was proposed by Hartt (1870, p. 556) as Bahian Group: "for the fresh-water beds at Bahia, I would propose the name Bahian group". We would remind the reader that the term group had a chronostratigraphic connotation at that time.

As to the age, environment and palaeontology of the area considered as type in the present paper, Hartt (1870, p. 555) states that "the fossil mollusks of the fresh-water beds of the Bahia Basin have a very strong wealden look, but they are associated with teleostian fishes and other remains, which are

certainly cretaceous. They evidently belong low down in the series, and they may represent the Néocomien".

Schaller (1969, p. 76) presented a subdivision of the terrains overlaying the "Brotas stage" into Santo Amaro, Ilhas, São Sebastião e Jiquiá stages. The first would be constituted by the *Cypridea ambigua* and *Cypridea (Morininoides) candeiensis* biozones; the second by the *Cypridea (Morinina) bibullata*, *Paracypridea obovata* and *P. brasiliensis biozones;* the São Sebastião stage is characterized by the *Cypridea (Sebastianites) fida-Petrobrasia marfinensis* biozone; the Jiquiá stage by the *Candona ?centroimpressa* and *Cyprideis ?rugosa* biozone. These chronogeological units are overlayered by the Alagoas stage.

Viana et alii (1971) replaced the denominations Santo Amaro, Ilhas, São Sebastião by Rio da Serra, Aratu and Buracica.

Viana (1980, p. 834) summarizes the four stages of the "rift" stage with its palaeontological zones.

The non-marine terrains located above those of the Donjoanian Stage and below the Alagoan Stage will be included in the Bahian Stage; they are both separated by clear-cut unconformities. They belong to the Bahia Group, in the sense given by Brito (1979, p. 67), together with their equivalents already described in the lacustrine phase, as well as the formations belonging to the Cocobeach Group from Gabon and tehir equivalents.

Its most typical fossils are ostracods, pollen, and also mollusks, fish and reptiles. The ostracods and pollen are distributed in various zones which have already been grouped in "stages", according to Schaller (1969), Viana et alii (1971) and Viana (1980).

THE ALAGOAN STAGE

Schaller (1969, p. 77) observed that the name Alagoas, proposed by Branner to designate the section of betuminous shales that occur along the coast of the state of Alagoas, was being utilized to designate perforated sediments in the south of Bahia and north of Espírito Santo states. He proposed therefore that the name should be abandoned from the lithostratigraphic nomenclature and formally included in the stratigraphic column as the Alagoas stage.

Schaller (op. cit., p. 79) still mentions that the Alagoas stage includes sediments from the base of the Riachuelo Formation, from which he called Muribeca and Ponta Verde, also including strata from the superior part of the Coqueiro Seco Formation.

The chronostratigraphic unit in question would be underlaying the Aptian and overlaying what has been designated the Jiquiá Stage, which would include the upper Aptian in its upper part, with a marine facies containing a scanty ammonoid fauna, foraminifera and nannofossils.

Viana (1980, p. 835) states that the Alagoas stage is stratigraphically equivalent to the Aptian, being a thick sedimentary packet which consists mostly of non-marine deposits: in its upper one third, the continental fauna gradually disappears. At the top of the section appear foraminifera, nannofossils and the ammonite *Cheloniceras*.

The same author still mentions that the microfossils which are found in the Alagoas stage allow a reasonable biostratigraphic correlation to those from the Western Africa basins, however, up to the present time the identified types have not enough stratigraphic control to allow an exact Aptian age.

The Alagoan Stage here proposed, the denomination of which derives from the State of Alagoas in the Brazilian Northeast, includes the formations laying above the Bahian Stage and below the frankly marine formations from the Upper already mentioned in the saline phase.

It is possibly located on the upper to middle part of the Lower Cretaceous, its best known fossils being fishes such as *Vinctifer*, which is found in the Santana, Codó and Marizal formations, and non-marine ostracods.

THE MARINE CRETACEOUS

The marine phase is represented by sediments which span from the Aptian-Albian to the Lower Tertiary, in the Alcântara Formation (São Luís Basin), Açu and Jandaíra formations (Potiguar Basin), Paraíba Group (Pernambuco-Paraíba Basin), Sergipe Group (Sergipe-Alagoas Basin), Algodões Formation (South Reconcavo Basin), Urucutuca Formation (Almada Basin) and the upper part of the Santana Formation (Araripe Basin). These sediments are marine, and their correlation with the stages of the standard stratigraphic column is relatively well-established on the basis of ammonites, foraminifera and other important fossil groups.

The fossils from the Brazilian marine Cretaceous have been studied since last century, and their stratigraphic positions have been reasonably ascertained within the international geological column.

Among the pioneer studies that of Hyatt in Hartt (1870, p. 385) deserves to be mentioned. He classified as Cretaceous the fossils, mostly ammonites, from the Maruim Region, Sergipe; Hartt (1870, p. 555) made comments on the layers overlaying the Maruim limestones, stating that "over these are the flaggy white and grayish limestones with *Inoceramus*, ammonites, fish, etc., apparently representing the White Chalk, Sénonien".

White (1887) gives a Cretaceous age to the mixed collections from Pirabas, Maria Farinha and Sergipe.

The Brazilian terrains from the marine Cretaceous started to be better distributed in the various classical and international stages with the work of Maury (1924, 1930, 1936).

A great number of studies on the geology and palaeontology from the Brazilian Cretaceous have been published in the last decades (see Brito, 1979). However, after detailed research was carried out mainly by specialists from Petrobrás and by Reyment and Bengtson, from University of Uppsala, all the stages of the system that are located above the Upper Aptian were then well defined on the coastal basins of Brazil, mainly in the Northeast, through ammonite zones, foraminifera and other microfossils.

According to Bengtson (1979, p. 542), "the extremely rapid evolution of ammonoids and inoceramids during the Cretaceous in combination with their wide geographical distribution make these fossils the best suited to be used on a

precise stratigraphic zoning. The microfossils do not offer the same possibilities, but they are essential to a subsurface correlation".

On the basis of ammonites mainly, the marine Cretaceous from Brazil is already relatively well subdivided in the following biozones:

Maastrichtian	*Sphenodiscus–Pachydiscus* biozone
Campanian	Foraminifera biozones
Santonian	Foraminifera biozones
Coniacian	*Prionocycloceras–Barroisiceras* biozone
Upper Turonian	*Subprionocyclus* biozone
Middle Turonian	*Benueites–Coilopoceras–Mammites* biozone
Lower Turonian	*Pseudaspidoceras–Vascoceras–Inoceramus labiatus* biozone
Cenomanian	*Kanabiceras*; *Acanthoceras*; *Stoliczkaia–Graysonites* biozones
Upper Albian	*Mortoniceras–Elobiceras* biozone
Middle Albian	*Oxytropidoceras* biozone
Lower Albian	*Douvilleiceras* biozone
Upper Aptian	*Cheloniceras* biozone

REFERENCES

BENGTSON, P. (1979): A Bioestratigrafia Esquecida – Avaliação dos Métodos Bioestratigráficos no Cretáceo Médio do Brasil. An. Acad. Brasil. Ciênc., **51** (3), p. 535–544, Rio de Janeiro.

BRITO, I. M. (1979): Bacias Sedimentares e Formações Pós-Paleozóicas do Brasil. Editora Interciência, 179 p., ilustr., Rio de Janeiro.

GARDNER, G. (1849): Travels in the interior of Brazil, principally through the Northern Provinces. Reeve, Benham & Reeve, 428 p., London.

HARTT, C. F. (1870): Geology and Physical Geography of Brazil. – 620 p., ilustr., Fields Osgood & Co., Boston.

MAURY, C. J. (1924): Fósseis Terciários do Brasil com Descripção de Novas Formas Cretáceas. – Serv. Geol. Mineral. Brasil., Monogr. IV, 698 p., 24 pl., Rio de Janeiro.

— — (1930): O Cretáceo na Parahyba do Norte. Serv. Geol. Mineral. Brasil., Monogr., VIII, 305 p., 35 pl., Rio de Janeiro.

— — (1936): O Cretáceo de Sergipe. – Serv. Geol. Mineral. Brasil., Monogr. XI, 283 p., 20 pl., Rio de Janeiro.

MUSSA, D. (1959): Contribuição à Paleoanatomia Vegetal. I – Madeira Fóssil do Cretáceo de Sergipe. – Div. Geol. Mineral., D. N. P. M., Nota Prel. **111**, 15 p., 4 pl., Rio de Janeiro.

PINTO, I. D. & SANGUINETTI, Y. T. (1958): *Bisulcocypris*, a new mesozoic genus and preliminary note about its relation with *Metacypris* and allied forms. – Bol. Soc. Brasil. Geol., **7**, p. 75–90, 3 pl., São Paulo.

SCHALLER, H. (1969): Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas. – Bol. Tecn. Petrobrás, **12** (1), p. 21–86, Rio de Janeiro.

VIANA, C. F. (1980): Cronoestratigrafia dos sedimentos da margem continental brasileira. – An. XXXI. Congr. Brasil. Geol., **2**, p. 832–843, Balneário de Camboriu.

— — & GAMA (Jr.) E. G., SIMOES, I. A., MOURA, J. A., FONSECA, J. R. & ALVES, R. J. (1971): Revisão Estratigráfica da Bacia do Recôncavo-Tucano. – Nol. Tecn. Petrobrás, **14** (3/4), p. 157–192, 16 figs., Rio de Janeiro.

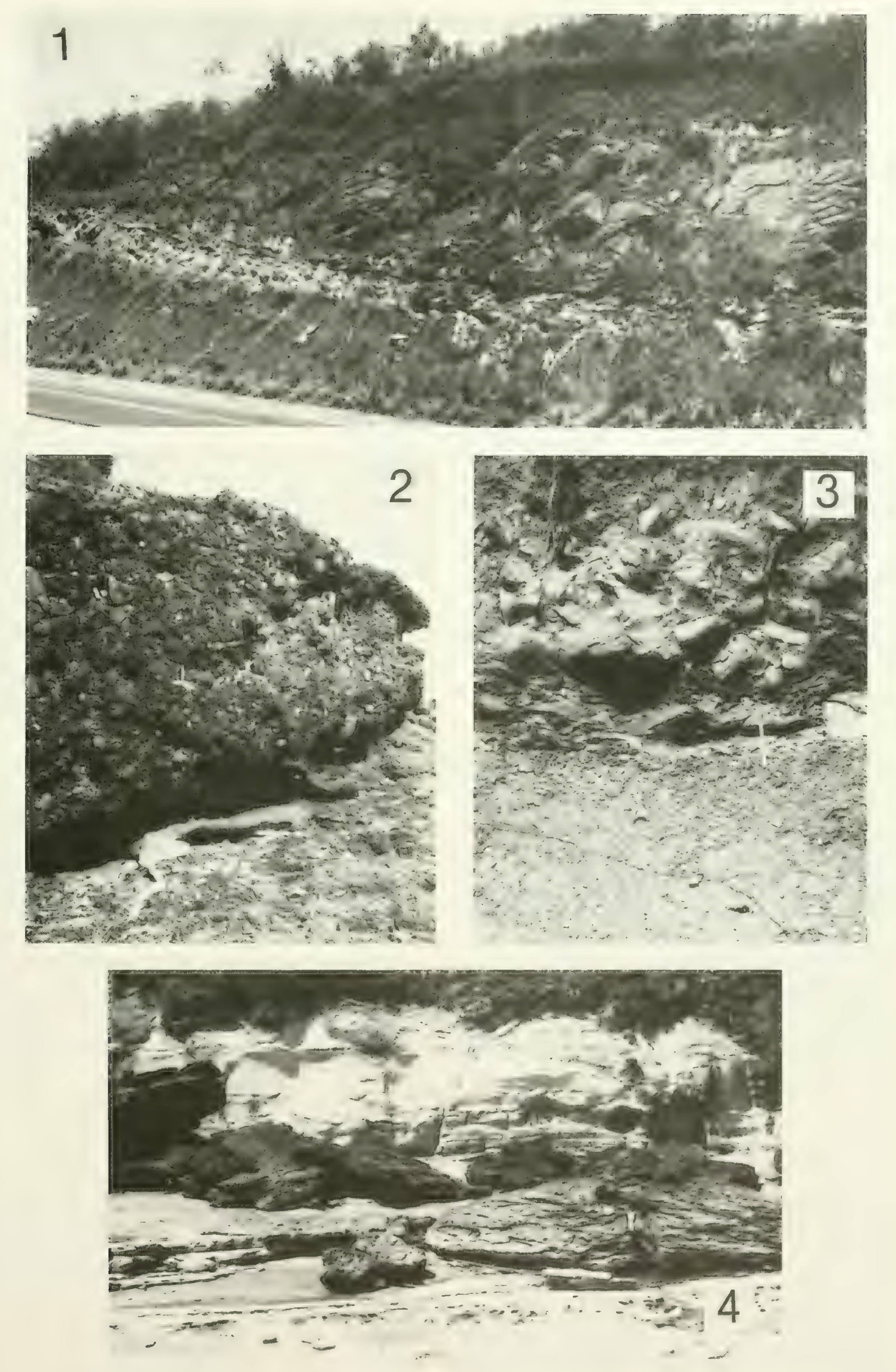
Plate 1

Fig. 1: DONJOANIAN STAGE – Reddish siltsones of Bananeiras (Aliança) Formation overlain by sandstones of Serraria (Sergi) Formation in a highway cut between Aracaju and Propriá, State of Sergipe.

Fig. 2: BAHIAN STAGE – Montesserrate Conglomerate near Salvador fault, State of Bahia.

Fig. 3: BAHIAN STAGE – Contact between Agua Comprida Conglomerate and lacustrine shale in a highway cut between Salvador and Feira de Santana in Simões Filho, State of Bahia.

Fig. 4: ALAGOAN STAGE – Rhitmites, turbidites and sandstones of Muribeca Formation at Morro de Camaragibe, State of Alagoas.


1
2
3
4



Zitteliana	**10**	285–292	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Boreal influence on English Ryazanian Bivalves

By

SIMON R. A. KELLY*)

With 6 text figures

ABSTRACT

In early Ryazanian times a marine embayment extended from the Southern North Sea Basin onto the East Midlands Shelf (Spilsby Basin) and slightly later also reached into the Yorkshire Basin. The sediments on the shelf are predominantly glauconitic sandstones with phosphates and sideritic clay-ironstones (upper parts of the Spilsby Sandstone and the Sandringham Sands) while those in the Yorkshire Basin are clays (lowest part of the Speeton Clay). The associated bivalve faunas are marine and show strong affinities with East Greenland and Russian Platform faunas. In south central England the ferruginous Whitchurch Sands represent restricted marine conditions and contain a bivalve fauna related in part to that of the late Portland Beds of the Upper Jurassic, although the sands are separated from these by the Lulworth Beds of late Jurassic age. In southern England the Durlston Beds are predominantly limestones and marls and contain various bivalve faunas ranging from restricted marine to freshwater facies. The near marine horizons represent transgression into the Anglo-Paris basin from the north. The more restricted and fresh-water environments are typical of European marginal facies. The various bivalve faunas reflect the fluctuating environments.

KURZFASSUNG

Im frühen Ryazanian dehnte sich eine Meeresbucht vom südlichen Nordsee-Becken bis auf den East Midland Shelf (Spilsby-Basin) aus und erreichte etwas später das Yorkshire Basin. Die Sedimente im ersteren bestehen vorwiegend aus glaukonitischen Sandsteinen mit phosphoritischen und sideritischen Toneisensteinen (oberer Teil der Spilsby Sandsteine und Sandringham Sande) während im Yorkshire Bekken Tone vorherrschen (unterer Teil des Speeton Clay). Die auftretenden Bivalven-Faunen sind marin und zeigen enge Beziehungen mit Ostgrönland und der russischen Plattform. Im südlichen Zentral-England zeigt der eisenschüssige Whitchurch Sand eingeschränkte marine Bedingungen an, die Bivalven-Fauna ist teilweise ähnlich wie die Fauna der höheren Portland Beds des Ober-Jura, obwohl sie durch die Lulworth Beds getrennt sind. In Südengland bestehen die Durlston Beds vorwiegend aus Kalken und Mergeln und enthalten vielfältige Bivalven-Faunen, die von eingeschränkt-marinen Typen an der Basis bis zu Süßwasser-Typen im oberen Teil reichen. Für den stärker marinen Anteil wird eine marine Transgression aus dem Norden in das Anglo-Französische Becken angenommen. Die nur schwach marinen und die Süßwasser-Bereiche sind typisch für die europäische Randfazies.

INTRODUCTION

The aim of this article is to review briefly the Ryazanian bivalve faunas of England. The study is based primarily on the author's own work in Eastern England, which relied in part on the important collections made by the Institute of Geological Sciences (IGS) from cut-off channels and pipe-line trenches in eastern England in the 1960's. It is supplemented by museum and literature studies of the area to the south. The stage name Ryazanian is used because it is still not possible to correlate English sequences directly with Tethys and the Berriasian stage.

Ryazanian deposition occurs in eastern and southern England, the outcrops and important localities are shown in Fig. 1. Fig. 2 shows the inter-relationship of the basins in a generalised strike section from Yorkshire to Dorset. The stratigraphic terms follow CASEY (1973), CASEY and GALLOIS

*) S. R. A. KELLY, Department of Earth Sciences, Downing Street, Cambridge CB2 3EQ, England.

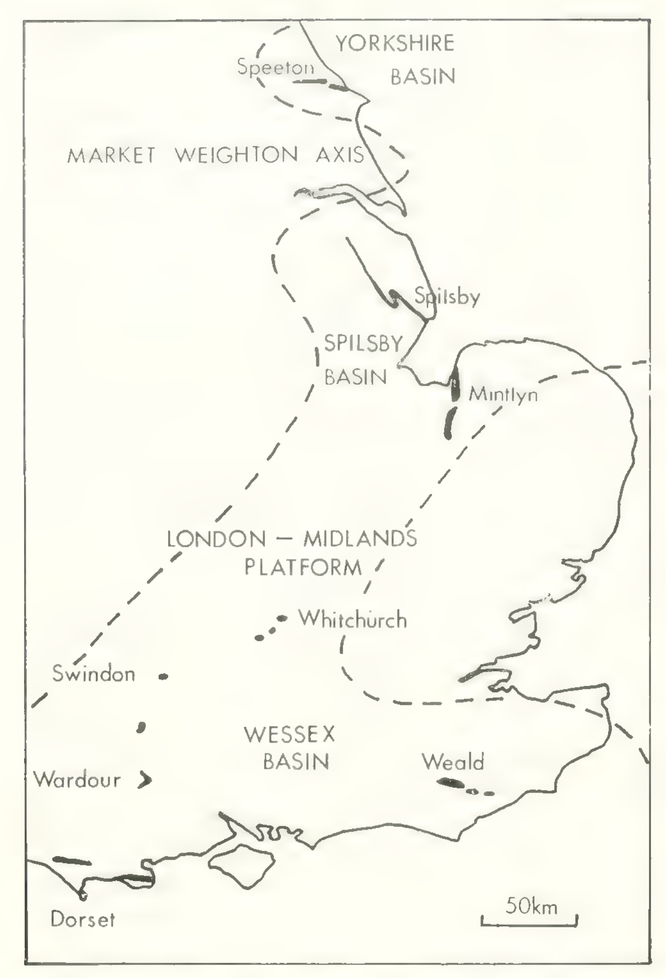


Fig. 1. Outcrop and locality map of Ryazanian strata in England, showing principal basins of deposition. Outcrop widths are exaggerated parallel to strike. Dashed line represents approximate position of shore-line.

(1973), Rawson, Curry, Dilley, Hancock, Kennedy, Neale, Wood and Worssam (1978) and Kelly and Rawson (1983 in press). North of the London-Midlands Platform clays and sandstone were deposited, predominantly fully marine (parts of the Speeton Clay, Spilsby Sandstone and Sandringham Sands Formations). To the south occur the variable salinity limestones, marls and clays of the Durlston Formation (upper part of the Purbeck Beds) ranging from restricted marine to freshwater. Casey (1963) believed that there was a basal Ryazanian transgression from the marine Spilsby Basin southwards across central England into the Wessex Basin (the northern part of the Anglo-Paris Basin). It is represented by the mid-Spilsby nodule bed in the Spilsby Basin, the Whitchurch Sands of southern central England and the Cinder Bed of the Wessex Basin. This idea is modified below. The Wessex Basin is now known to extend considerably to the south-west and it is not clear whether there may have been connection via a westerly seaway to Tethys in Ryazanian times. Fig. 3 shows the areal distribution of the principal facies in England set in a palaeogeographic reconstruction of north west Europe.

The bivalve faunas from each depositionary area are described in general terms below. Significant bivalves are described and then discussed in more detail by major taxonomic group.

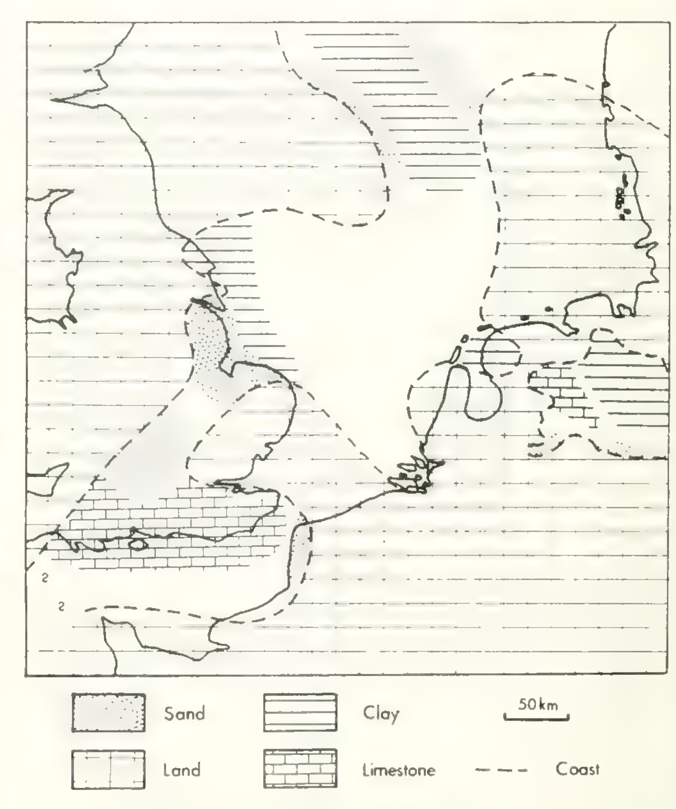


Fig. 3. Ryazanian palaeogeographic reconstruction of north-west Europe, showing distribution of principal facies.

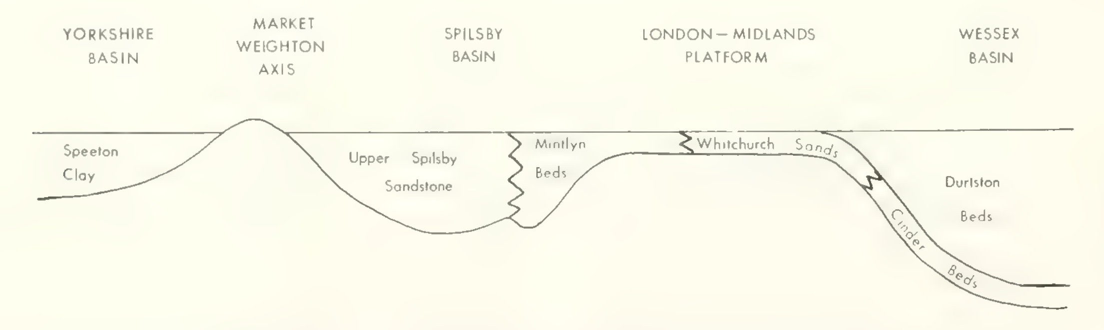


Fig. 2. Generalized strike section from Yorkshire to Dorset, showing the distribution of the various Ryazanian strata; not to scale.

BIVALVE FAUNAS OF THE REGIONS

Yorkshire Basin (Speeton Clay, Lower D Beds): The Yorkshire Basin represents the northerly of two Cretaceous embayments on the west side of the southern North Sea Basin, and which is bounded to the south by the Market Weighton structure which was probably emergent in Ryazanian times. The Speeton Clay is of Ryazanian to Albian age and outcrops in the classic section at Speeton on the Yorkshire coast. Only about the lowest 4 m are referred to the Ryazanian and belong to beds D8 at the base to D5 at the top (NEALE 1962, 272–273; CASEY 1973, 211). At the base is the Coprolite Bed which is composed of phosphatised nodules and moulds of fossils. The latter include common internal moulds of lucinids and *Grammatodon schourovskii* (ROUIL. & VOSS.) with valves in occlusion, together with pavloviid ammonites. The assemblage compares closely with that of the basal nodule bed of the Spilsby Sandstone in Lincolnshire and is probably of Middle Volgian age. Above this the earliest dateable macrofossils are *Acroteuthis lateralis* (PHIL.) in D8 which Pinckney and RAWSON (1975) regard as Ryazanian. Ammonites delete which first appear slightly higher in D7E, where late Ryazanian *Peregrinoceras* occur (CASEY, 1973). It is probable that only the upper part of the Ryazanian is represented in the Lower D Beds. NEALE (1968, 315) recorded *Oxytoma* and *Dicranodonta* through much of D6. I agree with his identifications of *Oxytoma*, but the records of *Dicranodonta* are *Pseudolimea*. Other elements recorded from D6 by NEALE include *Lucina*, *Thracia*, *Astarte*, *Entolium* and *Pinna*. He also noted (1968, pl. 10) driftwood containing the typical flask shaped borings of bivalves referred here to the ichnogenus *Teredolites*. To these records can be added: D6A alpha, "*Lucina*" sp. (abundant in life position), ostreids including an exogyrid (one noted attached to belemnite guard), *Entolium orbiculare* (SOW.), *Plagiostoma* cf. *rigida* (SOW.); D6I, *Oxytoma* cf. *cornueliana* (D'ORB.) and *Pseudolimea arctica* ZAKH.; D6H, *Stegoconcha* sp.

NEALE (1968, 211) summarised his conclusions on the Lower D Beds by indicating that beds D7–6 represented a transgressive sea with slow sedimentation rate, while later in D6 there were more open circulating marine conditions with a slightly greater rate of sedimentation. The assemblage in D6A alpha is dominated by deep burrowing lucinids, but an epifauna also occurs indicating that bottom conditions were sufficiently oxygenated to support a moderately diverse assemblage. But in D5 sedimentation again dropped and the water became poorly aerated and stagnant suggesting more brackish conditions.

To the south of the Market Weighton Axis lies the Spilsby Basin which is divided into:

Northern Spilsby Basin (Upper Spilsby Sandstone): This is the northern part of the southern embayment off the west of the Southern North Sea Basin. It is bounded to the north by the Market Weighton structure and to the south it merges into the Southern Spilsby Basin. The Ryazanian is represented principally by the Upper Spilsby Sandstone, up to 11 m thick. Part of the base of the overlying Claxby Ironstone Formation is latest Ryazanian, but the faunas are not discussed here. The mid Spilsby nodule bed at the base of the Upper Spilsby Sandstone is placed in the *icenii* Zone, and the earlier Ryazanian *runctoni* and *kochi* Zones are apparently unrepresented (CASEY 1973). The nodule bed does not appear to have been reworked in the way the basal Spilsby nodule bed was (KELLY, 1980), but the bivalve faunas include many late Jurassic reworked elements. The Upper Spilsby Sandstone is composed mainly of glauconitic sandstones.

Faunas occur principally in the calcite-cemented conretions, most calcarous material having been leached out of the intervening sands. Previous records of bivalves are from undifferentiated Upper and Lower Spilsby Sandstone (WOODWARD 1895, 293; WOODS 1899–1912) where a total of about 20 species are listed. Current work indicates that there are at least 21 species from the Upper Spilsby Sandstone alone, the Lower Spilsby Sandstone having a very much richer bivalve fauna still. Dominant in the bulk of the Ryazanian sandstones is the free swimming *Entolium orbiculare*, but other significant elements of the fauna include *Maclearnia* (= *Boreionectes) cinctus* (SOW.), *Buchia volgensis* (LAH.) and lignite with *Teredolites* borings containing *Martesia constricta* (PHIL.). The very latest Spilsby Sandstone fauna is associated with *Peregrinoceras albidum* but has not been seen in situ. It was collected by R. G. THURRELL from Biscathorpe Wold Gravel Pit and is now in the IGS. It is the best preserved assemblage in the whole of the Ryazanian of the Spilsby Basin due to the matrix being a clayey sandstone. The fauna is dominated by thick-shelled bivalves of the genera *Dicranodonta*, *Myophorella*, *Lyapinella*, *Procyprina* and *Corbicellopsis*, but also includes *Nuculoma*.

The Upper Spilsby Sandstone bivalves indicate continual normal salinity conditions. Epifaunal and infaunal elements were adapted to living in an unstable environment and therefore show that the substrate was unconsolidated and frequently reworked by currents. Only in the late Ryazanian with the incoming of clay did deposit feeders make an appearance.

Southern Spilsby Basin (Mintlyn Beds): South of the Wash up to 15 m of the Sandringham Sands are referred to the Mintlyn Beds of Ryazanian age. The full sequence of English ammonite zones of the Ryazanian was recognized by CASEY (1973), although breaks in the sequence are more obvious due to the presence of phosphatic nodule beds at the base of the Ryazanian, near the top of the *kochi* Zone and in the upper part of the *Surites icenii* Zone. A preliminary listing of some of the bivalve genera was given by CASEY (1961). GALLOIS & MORTER (1980) recorded a number of Mintlyn Beds bivalves from boreholes in the Wash. The basal nodule bed of the Mintlyn Beds contains abundant moderately phosphatised *Protocardia* of the *concinna* group. The bulk of the sequence is composed of glauconitic, clayey sands in which faunas have been destroyed during compaction. However there are several horizons of sideritic clay-ironstone concretions which have produced an abundant and varied bivalve fauna usually dominated by large, thick shelled *Lyapinella*, but high in the sequence diminutive corbulids become numerically dominant. Other numerically important elements of the fauna include a globose and almost smooth *Protocardia*, *Anisocardia*,

Myophorella, Pleuromya and *Entolium,* the last especially in more sandy facies. Less important numerically but important stratigraphically is the inoceramid *Anopaea.*

London-Midlands Platform (Whitchurch Sands): Casey and Bristow (1964) introduced the term Whitchurch Sands for the hitherto enigmatic marine sandstones which post-dated the Lulworth Beds and predated the Aptian Lower Greensand in the area from Buckinghamshire to Wiltshire. These strata have not been seen in situ by the present author, but were stated to be a maximum of 2 m in thickness. Correlation is made with the Cinder Bed of the Wessex sequence, both units being apparently recognizable together in the Vale of Wardour. Casey and Bristow (l. c.) recorded the following taxa: *Nucula* cf. *lorioli* Cox, *Mytilus* sp., "*Gervillia*" cf. *arenaria* (Roem.), *Laevitrigonia gibbosa* (Sow.), *L. gibbosa* var. *damoniana* (Lor.), *L. wightensis* (Strand), *L.* sp. juv., *Trigonia densinoda* Eth., cf. *Corbicella pellati* Lor., *Thracia* sp., *Myrene fittoni* Casey, *M. mantelli* (Dunk.), *Eodonax* sp., *Protocardia purbeckensis* (Lor.), *P.* sp., ?"*Psammobia*" *tellinoides* J. de C. Sow., *Corbula inflexa* Roem., *C. sublaevis* Roem., *C. alata* J. de C. Sow. They did not indicate relative abundance of taxa, but there is an overwhelming domination by *Protocardia* (55%) and corbulids (40%), thus showing similarities in biofacies to parts of both the Mintlyn Beds and the Durlston Beds. But the presence of *Eodonax* and *Laevitrigonia* is reminiscent of Portland Limestone conditions. Although this is a moderately diverse assemblage of bivalves, the absence of ammonites, echinoids, brachiopods etc. suggests a restricted marine environment.

Wessex Basin (Durlston Beds): The Durlston Beds occupied most of the Wessex Basin and are generally regarded as Ryazanian (Rawson et al. 1978). The base of the Ashdown Beds of the Weald is also regarded as Ryazanian, but these strata are not discussed here. Thicknesses reach maximums of 60 and 70 m in the subsidiary basins centered on east Dorset and the Weald respectively, but thin to approximately 15 m over the Portsdown structure (Howitt 1964). Subsequent lower Cretaceous folding and erosion have destroyed much of the western area of the Durlston Beds except for the western outliers scattered along the outcrop from Dorset to Buckinghamshire. The lithologies are dominantly limestones, marls and clays. The information relating to bivalves is scattered as they have never been monographed, although lists can be compiled from the literature (e. g. Arkell 1933; 1947; Clements 1969), especially for Dorset. However Casey (1955a; b) has made important contributions to the systematic knowledge of the families Neomiodontidae and Corbiculidae which occur in the Purbeck Beds. The preservation of bivalves is commonly poor as specimens become compacted with the sediment and strongly distorted. However locally, especially in the limestone bands, preservation is good and uncrushed specimens can be obtained. Faunas from each horizon are rich in individuals but very low in diversity. Most of the remarks here will have to be confined to the type section at Durlston Bay near Swanage in Dorset because information is not yet readily available for other areas.

The base of the Durlston Beds is taken by Casey at the incoming of an oyster-rich bed, the Cinder Bed. In Durlston Bay this unit is about 3 m thick and all but a thin band near the centre is a lumachelle composed exclusively of the predominantly disarticulated valves of *Liostrea distorta* (J. Sow.). The valves appear to be largely current sorted and ex situ. However attachment areas on many specimens indicate that other oysters were the principal sites for attachment. It should be pointed out that in the Durlston Bay sequence *Liostrea* is not restricted to the Cinder Bed, but appears in other horizons higher in the sequence, though never in anything like the same abundance. The same species also appears in the Wealden. Inland the density of *Liostrea* is reduced and diluted with, *Protocardium, Myrene, Modiolus, Chlamys,* and *Aguilerella* as in the Vale of Wardour. *Laevitrigonia* is present but I have not yet seen well preserved specimens. The centre of the bed in Durlston Bay is much less densily fossiliferous than the surrounding oyster lumachelle but contains a more varied assemblage including common *Protocardia major* (J. de C. Sow.), *Serpula coacervata* Blum., spines of *Hemicidaris purbeckensis* Forbes and less commonly *Modiolus* and *Laevitrigonia.* There are scattered oyster fragments, but complete valves are unusual. This clearly represents a marine assemblage though somewhat restricted in number of species. It is the most normal marine assemblage in the whole of the Purbeck Beds. It is also recognized in the Weald; for example Casey (in Worssam and Ivimey-Cook 1971, p. 33) recorded from depths of 1984–1994′ in the Warlingham borehole: *Corbula* sp., *C.* ?, "*Gervillella*" cf. *arenaria* (Roem.), *Modiolus* sp.,

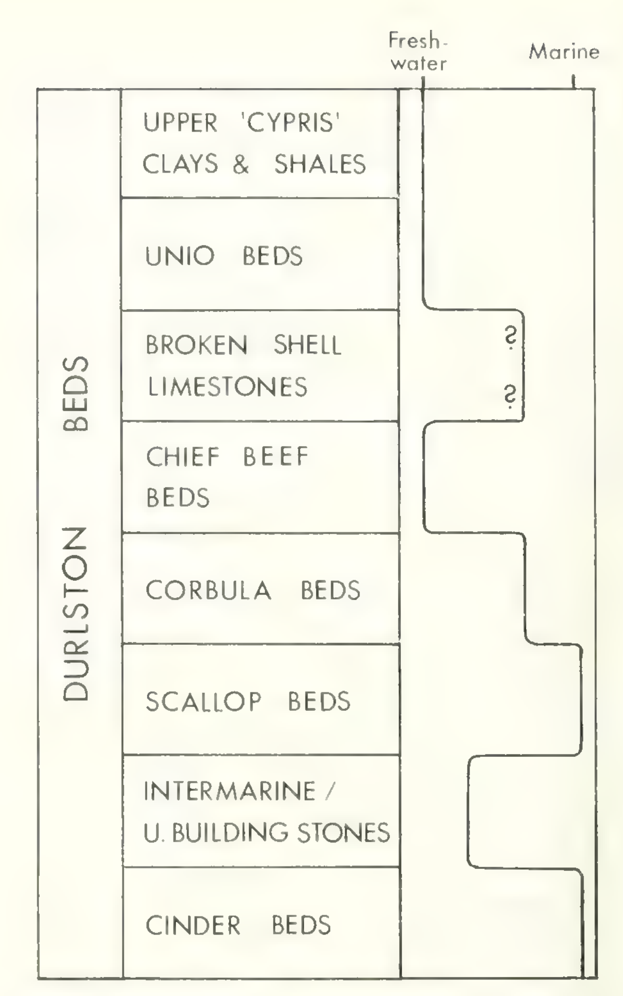


Fig. 4. Suggested salinities of the Durlston Beds in Durlston Bay, Swanage, Dorset, based on bivalves.

Myrene fittoni Casey, *M.* cf. *fittoni, M. pellati* (Lor.), *M.* cf. *pellati, M.* sp., *Neomiodon?*, *Protocardia major* (J. de C. Sow.), *P.* cf. *major, P.* sp.

Above the Cinder Bed of the Durlston Bay sequence, Clements (1969, Fig. A35) has accurately logged the sequence and recorded some of the bivalve faunas. These are used below together with the author's own observations. The Intermarine Beds or Upper Building Stones contain a low diversity freshwater-dominated facies with *Neomiodon* and also *Viviparus.* But in the Scallop Beds above a restricted marine facies occurs with *Chlamys, Liostrea* and *Modiolus.* This again may be correlated with the Weald where Worssam and Ivimey-Cook (1971) record abundant *Corbula, Neomiodon* and *Modiolus* from depths of 1944–1968′ in the Warlingham Borehole. The succeeding *Corbula* Beds contain low diversity assemblages often with current-sorted *Corbula* pavements with occasional *Neomiodon* suggesting a brackish to freshwater environment. The fauna of *Unio* noted in the Chief Beef Beds indicates a definite freshwater environment. The Broken Shell Limestone is difficult to assess because of the broken and well cemented components, but possibly represents a return to more brackish conditions. The final episode of the Durlston Beds, in the *Unio* Beds and the Upper "*Cypris*" Clays and Shales, was a return to *Unio*- and *Viviparus*-dominated freshwater facies. The variation in salinities suggested for the Durlston Beds is summarised in Fig. 4. It appears that there are at least two and probably three principal marine events.

SIGNIFICANT BIVALVE GROUPS

There are several groups of bivalves which are important for discussion of correlation and of facies both within England and between England and other regions. They are discussed in turn below under family titles.

Buchiidae: Through much of the marine Boreal Realm, *Buchia* is an important element of the faunas both numerically and stratigraphically. Unfortunately in England it is rare in the Ryazanian. This is probably due to England being at the south-west of the almost landlocked Southern North Sea Basin and in close proximity to the warmer waters of the Wessex Basin. There are only five specimens known, Sedgwick Museum Cambridge (SMC) B11337-9, and British Museum, Natural History (BMNH) 81069, 81075. They were originally described by Pavlow (1896, p. 549) as *Aucella volgensis* Lahusen and came from the Spilsby Sandstone of Donington-on-Bain, Lincolnshire. Casey (1973, 204) suggested they occured in the same bed as specimens of *Surites.* Zakharov (1981) showed that *B. volgensis* appears above the base of the "Berriasian" of the Russian Platform, in the "*Chetaites sibiricus*" Zone, and continuing to the end of the Berriasian. He recorded *B. volgensis* alongside *B. uncitoides* in the central and northern parts of of the Russian Platform, but *volgensis* only in the south and south-eastern parts. The English occurences therefore compare most closely with records from the south and south-eastern parts of the Russian Platform, where part of the base of the Ryazanian is also missing. It is interesting to note that the previous appearance of *Buchia* in England was in the Middle Volgian, in the basal Spilsby nodule bed. Subsequently *B. lamplughi* (Pavlow) appeared in the Hauterivian.

Inoceramidae: Elsewhere, especially in the upper Upper Cretaceous, inoceramids are very important for correlation. The genus *Anopaea* has not yet been used, but on both the Russian Platform and in eastern England there is a similar succession of Volgian to Valanginian species from *A. sphenoidea* Geras. to *A. brachowi* (Rouil. & Voss.) (see Fig. 5). In eastern England *A. sphenoidea* occurs in the *preplicomphalus* and *lamplughi* Zones of the Spilsby Sandstone. *A. brachowi* occurs in the *lamplughi* Zone of the Spilsby Sandstone, *kochi* Zone of the Mintlyn Beds and Bed D3 of *Polyptychites*

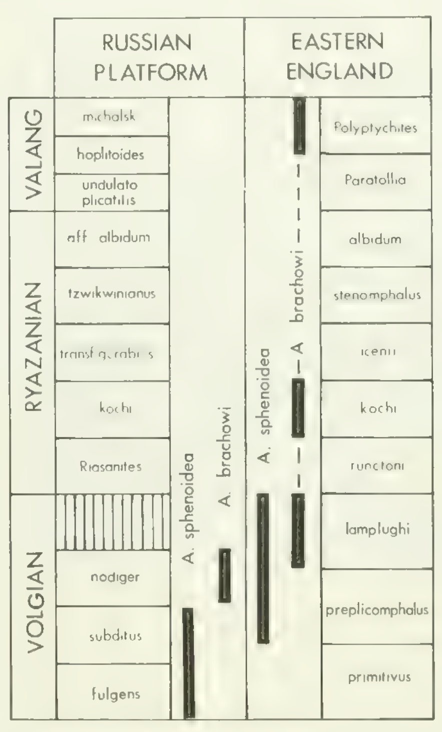


Fig. 5. Distribution of *Anopaea sphenoides* (Gerasimow) and *a. brachowi* (Rouillier) in eastern England and the Russian Platform.

Zone age in the Speeton Clay. On the Russian Platform Gerassimov (1955) described *A. sphenoidea* from the *fulgens* and *catenulatum* Zones, while *A. brachowi* only occured in the *nodiger* Zone. The discrepancy between the two ranges can be accounted for either by the ranges of the species of *Anopaea* being different between England and the Russian Platform, and the first appearance the two species is earlier on the Russian Platform; or because in England we are drawing the base of the Ryazanian lower than on the Russian Platform.

Myophorellinae: Various myophorellids occur in the Spilsby Basin including "*Trigonia ingens* Lycett" which is still under investigation. However one group, the genus *Pseudomyophorella,* has some bearing on the correlation between the Spilsby and Wessex Basins. *P. densinoda* (Ethe-

RIDGE 1881) is known from only two specimens (IGS 11900, 11901) from a sandstone believed by CASEY and BRISTOW (1964, 124) to be an interdigitation of the Whitchurch Sands into the Cinder Bed of the Vale of Wardour. It is densely tuberculate, not just on the flank, but also on the area. The most closely related species is *P. tealbyensis* (LYCETT 1875) which is only known from the Upper Volgian *preplicomphalus* Zone of the Spilsby Basin, in which the ornament is much coarser. It is believed here that *P. densinoda* arose from *P. tealbyensis*.

Laevitrigoniinae: *Laevitrigonia* is particularly well known from the English Portland Beds. It also occurs rarely in the Cinder Beds, the Whitchurch Sands and there is one enigmatic specimen supposedly from an erratic pebble of Spilsby Sandstone from Norfolk. The last specimen (IGS CE3752) corresponds most closely to *L. manseli* (LYCETT) a species which is particularly common in the upper part of the Portland Limestone of Dorset. Unfortunately neither the species or the genus are known in situ from anywhere in the Spilsby Basin. However the same species is known from a well preserved mould from the Whitchurch Sands of Buckinghamshire (IGS CE 6101). *L. gibbosa* (J. SOWERBY) and *L. wightensis* (STRAND) are both recorded by CASEY and BRISTOW (1964, 123). None of the specimens that I have seen can be referred precisely to the former species which I believe occurs only near the top of the Tisbury Glauconitic Member of the Portland Limestone in the Vale of Wardour, and from a level towards the middle of the Gres des Oies in the Boulonnais of Northern France. CASEY and BRISTOW also state that the type of *L. wightensis* comes from the Whitchurch Sands near Devizes in Wiltshire. This species is very common in the Roach at the top of the Portland Limestone both on the Isle of Portland and also at Swindon in Wiltshire. A further specimen is known from Potton in Bedfordshire (SMC 85668) where it was found in the basal Lower Greensand, probably reworked from the Whitchurch Sands. It seems possible that *Laevitrigonia*, originally derived from Portland beds stock, was inhabiting the slightly brackish marine fringes of the Spilsby Basin, but not occuring with the main marine faunas in the centre of the basin. *Laevitrigonia* has not been recorded from the Russian Platform, but I now transfer the Middle Volgian species described as *T. koprinensis* GERASSIMOV (1955) to that genus.

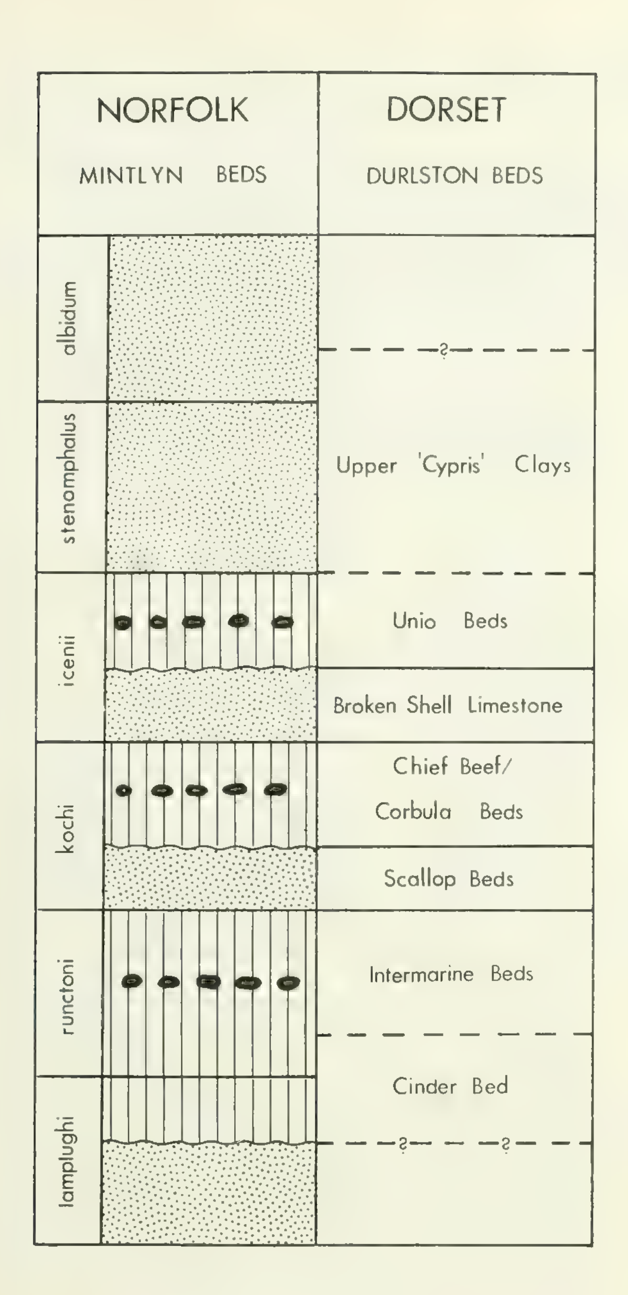
Protocardiidae: There are several distinctive protocardiids around the Jurassic Cretaceous boundary in England. The very large *Protocardia dissimilis* (J. SOWERBY) occurs in the Portland Beds only. In the Upper Volgian of the Spilsby Basin, small, inflate forms of the *P. concinna* (BUCH) group appear and become particularly abundant in the phosphatised nodule bed at the base of the Mintlyn Beds. *P. major* (J. de C. SOW.) from the Purbeck beds and from the Whitchurch Sands is extremely similar and may prove to be identical to the species of the Spilsby Basin. Above the base of the Mintlyn Beds and ranging to the top is a very globular protocardiid. It is probable that these taxa are quite strongly facies related and that their use will eventually be in the recognition of particular biofacies rather than in stratigraphic correlation.

Neomiodontidae: It is not possible here to expand further the observations of CASEY (1955a, 218), that the genera *Neomiodon* and *Myrene* occupy different habitats, the former occuring in freshwater-brackish environments, while the latter occurs in marine-brackish environments. In England both these genera are restricted to the Wessex Basin and the Midland Platform.

Corbulidae: This familiy is in need of considerable study and revision. It forms the numerically dominant bivalve in parts of the upper Mintlyn Beds, as well as being an important component of the Whitchurch Sands and of many horizons in the Durlston Beds where it is particularly abundant.

DISCUSSION

It can be seen from the above observations that correlations based on bivalves can be made in two directions. Firstly the more normal marine faunas of the Spilsby Basin provide fair comparisons with the contemporary faunas of East Greenland and the Russian Platform. In all 50 bivalve species are recorded from the Mintlyn Beds and the Upper Spilsby Sandstone. 45% of these also occur in East Greenland, 25% on the Russian Platform and 8% in the North Urals. Conversely about 60% of the Greenland, 30% of the Russian Platform and 10% of the North Urals Ryazanian bivalve species occur in England. Secondly some bivalves like *Pseudomyophorella* and *Laevitrigonia* may eventually prove useful in correlation between eastern and southern England, but in general it is extremely difficult to make any direct correlation between the Spilsby and Wessex Basins based on bivalves, because of the great facies differences between the two basins during Ryazanian times. However CASEY (1963) regarded the mid-Spilsby nodule bed as being an equivalent to the Whitchurch Sands/Cinder Bed transgression, though the more precise relationship is with the base of the *runctoni* Zone (CASEY 1973, p. 222). It has already been indicated above that correlation of events within the Wessex Basin may be feasible. It is also possible that a parallel might be drawn relating the phases of condensation in the Spilsby Basin phosphate nodule beds to the regressive periods in the sequence of the Durlston Beds. There are three phosphate nodule beds recognized in the Mintlyn Beds, which are the most complete marine Ryazanian sequence in eastern England. Each of these beds represents a time of moderate uplift of the seafloor when some winnowing took place. If the event was widespread and of a eustatic nature then it could also cause a regression within the Wessex Basin. The intervening sediments between the phosphate nodule beds represent renewed sedimentation in the Spilsby Basin and can be correlated with the more marine parts of the Durlston Beds. The situation is summarised in Fig. 6 A clear pattern of correlation can be seen between the *runctoni*, *kochi* and *icenii* Zone nodule beds and the Intermarine, Chief Beef/*Corbula* and Upper "*Cypris*" Clays respec-



tively. Thus the Cinder Bed can now be placed before the phase of condensation of the *runctoni* Zone and may even be as early as the Upper Volgian *lamplughi* Zone. The next marine horizon, the Scallop Beds, correlates with the non-phosphatised *kochi* Zone sediments. Above the Unio Beds the pattern appears to break down because the freshwater dominated Upper "*Cypris*" Clays are correlated with the normal *stenomphalus* and *albidum* Zones sediments. However the faunas of the Mintlyn Beds at these times are increasingly dominated by corbulids which appear to indicate a slightly restricted marine facies in the clay ironstones of the southern Spilsby Basin, which are probably very shallow as also indicated by the presence of abundant lignite. It must be stated that Anderson & Bazley (1971) have already indicated 19 cycles ranging from brackish to near normal marine when fully developed in the Durlston Beds of England based on ostracod evidence. Bivalves are very much larger and take much more time to become established than ostracods, therefore potentially provide a more crude stratigraphy. However the more marine ostracods may represent very temporary marine conditions, during which there was not always sufficient time for the marine bivalves to develop. Therefore when marine bivalves occur, marine conditions must have been stable for sufficient time to allow the bivalves to colonise. The three most marine levels of the Durlston Beds, based on the bivalves, i. e. the Cinder Beds, Scallop Beds and Broken Shell Beds, correspond to the more marine parts of Anderson and Bazley's Cinder Bed, Scallop and Lulworth Cycles respectively.

Whether this event correlation can also be used for correlation elsewhere in Europe remains to be seen. The nearest related area with proximity to the North Sea Basin would be the north german Lower Saxony Basin, from which Huckriede (1967) has already described fresh and brackish water bivalves in detail.

Fig. 6. Suggested correlation between the Mintlyn Beds and the Durlston Beds.

CONCLUSIONS

In the Ryazanian a mainly normal marine embayment occupied eastern England. Southern England was occupied by an enclosed embayment with marine, brackish and freshwater sediments, which maintained intermittent access to marine areas to the north through a marine strait. It can be seen clearly that the open marine fauna of the Ryazanian of England is most closely related to marine faunas of Boreal Regions and especially to those of East Greenland and the Russian Platform. Stratigraphically significant *Buchia* and *Anopaea* provide closely comparable tie lines to the ammonite correlations of Casey (1973). The bivalve faunas of the Wessex Basin, which represent variable salinity to freshwater conditions, might compare more closely with those of north Germany and other European regions.

Within England bivalve correlation cannot be made directly between the Spilsby and Wessex Basins. However the three Ryazanian condensed phosphate nodule horizons of the Spilsby Basin may be correlated with the three principal freshwater-brackish events on the Wessex Basin, thus implying a possible late Jurassic age for the Cinder Bed and Whitchurch Sand previously believed to be basal Ryazanian.

REFERENCES

ANDERSON, F. W. & BAZLEY, R. A. B. (1971): The Purbeck Beds of the Weald (England). – Bull. geol. Surv. Gt. Br., **34:** 1–173, pls., 1–23; London.

ARKELL, W. J. (1933): The Jurassic System in Great Britain. – 681 ps., 97 figs., 41 pls.; Oxford (Clarendon Press).

— — (1947): The geology of the country around Weymouth, Swanage, Corfe and Lulworth. – Mem. geol. Surv. Gt. Br.: 1–386, 19 pls., 81 text figs.; London.

CASEY, R. (1955a): The Neomiodontidae, a new family of the Arcticacea (Pelecypoda). – Proc. malac. Soc. Lond., **31:** 208–222, pl. 1; London.

— — (1955b): The pelecypod family Corbiculidae in the Mesozoic of Europe and the Near East. – Journ. Washington Acad. Sci., **45:** 366–372, 6 text figs.; Washington.

— — (1961): The geological age of the Sandringham Sands. – Nature, **190:** 1100; London.

— — (1963): The dawn of the Cretaceous in Britain. – Bull. S.-East Un. scient. Socs., **117:** 1–15, 3 text figs.; Tunbridge Wells.

— — (1973): The ammonite succession at the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern England, in: CASEY, R. and RAWSON, P. F. (Eds.), The Boreal Lower Cretaceous. – Geol. Jl. Spec. Iss., **5:** 193–266, 6 text figs., 10 pls.; Liverpool.

— — & BRISTOW, C. R. (1964): Notes on the ferruginous strata in Buckinghamshire and Wiltshire. – Geol. Mag., **101:** 116–128; Cambridge.

— — & GALLOIS, R. W. (1973): The Sandringham Sand of Norfolk. – Proc. Yorks. geol. Soc., **40:** 1–22, 3 text figs.; Leeds.

— — , MESEZHNIKOV, M. S. & SHULGINA, N. I. (1972): Comparison of the boundary deposits of the Jurassic and Cretaceous of England, the Russian Platform, pre-polar Urals and Siberia. – Isv. Akad. Nauka SSSR Ser. Geol. **7:** 14–32, 2 pls.; Moscow.

CLEMENTS, R. G. (1969): In: COPE, J. C. W., HALLAM, A. & TORRENS, H. S.: International Field Symposium on the British Jurassic, Excursion 1, Guide for Dorset and South Somerset. – 71 ps., 38 text figs.; Keele.

ETHERIDGE, R. (1881): On a new species of *Trigonia* from the Purbeck beds of the Vale of Wardour. – Quart. J. geol. Soc. Lond., **37:** 246–253, 2 text figs.; London.

GALLOIS, R. & MORTER, A. A. (1980): The Upper Jurassic and Cretaceous stratigraphy of IGS boreholes 72/77 and 72/78. – In: IGS boreholes 1980. Rep. Inst. geol. Sci., **80** (11): 24–31; London.

GERASSIMOV, P. A. (1955): Index fossils of the Mesozoic of the central province of the European part of the U.S.S.R. Part 1. – 274 ps., 50 pls.; Gosgeoltekhizdat, Moscow.

HOWITT, F. (1964): Stratigraphy and structure of the Purbeck inliers of Sussex. – Quart. J. geol. Soc. Lond., **120:** 77–113, pls., 3–4, 9 text figs.; London.

HUCKRIEDE, R. (1967): Molluskenfaunen mit limnischen und brackischen Elementen aus Jura, Serpulit und Wealden NW-Deutschlands und ihre palaogeographische Bedeutung. – Beih. Geol. Jb., **67:** 1–263, 32 text figs., 25 pls.; Hannover.

KELLY, S. R. A. (1980): *Hiatella* – a Jurassic bivalve squatter? – Palaeontology, **23:** 769–781, pl. 96, 6 text figs.; London.

— — & RAWSON, P. F. (1983, in press): Some late Jurassic – mid-Cretaceous sections on the East Midlands Shelf, England, as demonstrated on a field meeting, 18–20 May 1970. – Proc. Geol. Assoc., **94:** 59–67; London.

NEALE, J. W. (1962): Ammonoidea from the Lower D Beds (Berriasian) of the Speeton Clay. – Palaeontology, **5:** 272–296, pls., 40–45, 2 text figs.; London.

— — (1968): Biofacies and lithofacies of the Speeton Clay D Beds, East Yorkshire. – Proc. Yorks. geol. Soc., **36:** 309–335, pl., 9, 2 text figs.; Leeds.

PAVLOW, A. P. (1896): On the classification of the strata between the Kimmeridgian and Aptian. – Quart. J. geol. Soc. Lond., **52:** 542–555, pl. 27; London.

PINCKNEY, G. & RAWSON, P. F. (1974): *Acroteuthis* assemblages in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of north west Europe. – Newsl. Stratigr., **3:** 193–204, 3 text figs.; Leiden.

RAWSON, P. F., CURRY, D., DILLEY, F. C., HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J., NEALE, J. W., WOOD, C. J. & WORSSAM, B. C. (1978): A correlation of the Cretaceous rocks in the British Isles. – Geol. Soc. Lond. Special Report, **9:** 1–70, 6 text figs.; London.

WOODS, H. (1899–1913): A monograph of the British Cretaceous Lamellibranchiata. – Palaeontogr. Soc. (Monogr.): Vol. **1**, 232 ps., 42 pls.; Vol. **2**, 473 ps., 62 pls.; London.

WOODWARD, H. B. (1895): The Jurassic rocks of Britain. Vol. 5. – Mem. geol. Surv. United Kingdom, 499 ps., 142 text figs.; London.

WORSSAM, B. C. & IVIMEY-COOK, H. C. (1971): The stratigraphy of the Warlingham Geological Survey Borehole at Warlingham, Surrey. – Bull. geol. Surv. Gt. Br., **36:** 1–111, 3 pls., 3 text figs.; London.

ZAKHAROV, V. A. (1981): Buchiidae and biostratigraphy of the boreal Jurassic and Neocomian. – Trudi Inst. Geol. Geofiz., **458:** 1–270, 60 pls., 115 text figs.; Nauka, Moscow.

Zitteliana	10	293–307	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Zur Paläobiogeographie von Belemniten der Unter-Kreide in NW-Europa[1])

Von

JÖRG MUTTERLOSE, FRIEDRICH SCHMID & CHRISTIAN SPAETH*)

Mit 6 Abbildungen und 7 Tabellen

KURZFASSUNG

Kennzeichnend für die zeitliche Abfolge der Belemniten-Faunen in der borealen NW-europäischen Unter-Kreide war ein Wechsel in der Vorherrschaft warm- und kaltwasserabhängiger Formen. Im Zusammenhang mit der Öffnung des borealen Meeres zur Tethys erfolgte im Unter-Hauterive und im Unter-Apt die Masseneinwanderung von Arten der ursprünglich tethyalen Gattungen *Hibolites* MONTFORT und *Neohibolites* STOLLEY.

Im Ober-Hauterive NW-Europas (NE-England und N-Deutschland) unterlagen die Hiboliten einer autonomen Entwicklung, wie sie auch an eingewanderten Ammoniten feststellbar ist. Während es bei den Hiboliten zur Ausbildung neuer, von der Tethys unabhängiger Arten kam, stehen die Neohiboliten des Apt und Alb aufgrund anderer paläogeographischer Gegebenheiten immer mit den Tethys-Formen genetisch in Verbindung. Im Gegensatz dazu stehen Belemniten der Gattungen *Duvalia* BAYLE & ZEILLER und *Berriasibelus* DELATTRE, die, ebenfalls aus der Tethys kommend, im tiefen Ober-Hauterive und Ober-Apt NW Europa erreichten. Sie traten nur kurzfristig auf und zeigten auch keine eigenständige Entwicklung. Umgekehrt ist eine Einwanderung von Arten der borealen Gattungen *Acroteuthis* STOLLEY, *Praeoxyteuthis* MUTTERLOSE, *Aulacoteuthis* STOLLEY und *Oxyteuthis* STOLLEY in die Tethys bisher nicht nachgewiesen. Die im Berrias, Valangin und Unter-Hauterive auftretende Unter-Gattung *Acroteuthis (Acroteuthis)* STOLLEY hat ihr Entwicklungszentrum in NW-Europa.

Lediglich im höheren Ober-Hauterive erfolgte die Einwanderung der borealen Belemniten *Acroteuthis (Boreioteuthis)* SAKS & NALNYAEVA und *Praeoxyteuthis* von N in das NW-europäische Becken. Die Oxyteuthinae unterlagen im Barrême in NW-Europa einer selbständigen Entwicklung.

In Abhängigkeit von den paläogeographischen Verhältnissen sind in der NW-europäischen Unter-Kreide die hier heimischen arktisch-borealen Belemniten *(Acroteuthis, Praeoxyteuthis, Aulacoteuthis* und *Oxyteuthis)* zu finden, die gemeinsam mit den eurythermen Warmwassergattungen *Hibolites* und *Neohibolites* auftreten. Diese ihrerseits kamen durchaus mit den streng tethyalen Gattungen *Duvalia* und *Berriasibelus* gemeinsam vor. Dagegen schlossen sich die arktisch-borealen und die tethyal gebliebenen Formen in ihrem Auftreten streng aus.

ABSTRACT

A characteristic feature of the succession of belemnite faunas in the N. W. European (N. E. England and N. Germany) Lower Cretaceous was an alteration in the dominance of warm- and cold-water forms. As a result of the opening of the boreal ocean into the Tethys, a mass migration of the Tethyan genera *Hibolites* MONTFORT and *Neohibolites* STOLLEY took place in the Lower Hauterivian and the Lower Aptian respectively.

In the Upper Hauterivian, the genus *Hibolites,* in common with some of the ammonite genera, underwent differential speciation in the two provinces. While *Hibolites* evolved new species independent from those of the Tethys, N. W. European *Neohibolites* of the Aptian and Albian, because of their palaeogeographical situation, remained genetically much more closely related to the Tethyan species. In contrast to *Hibolites,* the Tethyan genera *Duvalia* BAYLE & ZEILLER and *Berriasibelus* DELATTRE, appeared only for a short time in the boreal province, and underwent no independent speciation.

[1]) Diese Untersuchung wurde im Rahmen des DFG-Programmes „NW-deutsches Barrême" gefördert.

*) J. MUTTERLOSE, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, Callinstraße 30, D-3000 Hannover 1; F. SCHMID, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51; CHR. SPAETH, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Bundesstraße 55, D-2000 Hamburg 13.

No comparable incursion into the Tethyan province of the species of the boreal genera *Acroteuthis* STOLLEY, *Praeoxyteuthis* MUTTERLOSE, *Aulacoteuthis* STOLLEY and *Oxyteuthis* STOLLEY has yet been demonstrated. In fact, the N. W. European Berriasian, Valanginian and Lower Hauterivian subgenus *Acroteuthis (Acroteuthis)* STOLLEY had its centre of speciation in N. W. Europe.

It is the latest Hauterivian that a migration of the boreal taxa *Acroteuthis (Boreioteuthis)* SAKS & NALNYAEVA and *Praeoxyteuthis* into the N. W. European basin took place from the north. The Oxyteuthinae, however, underwent an independent evolutionary development in this latter area. As a result of palaeogeographical relationships, endemic arctic boreal taxa such as *Acroteuthis*, *Praeoxyteuthis*, *Aulacoteuthis* and *Oxyteuthis* occur in the N. W. European Lower Cretaceous together with the eurythermal warm water genera *Hibolites* and *Neohibolites*. The latter genera occured together with the strictly Tethyan genera *Duvalia* and *Berriasibelus*, but these are never found with the strictly arctic boreal taxa.

1. EINFÜHRUNG

In den letzten Jahren haben sich eine Reihe von Autoren mit der Entstehung und Definition paläobiogeographischer Reiche und Provinzen beschäftigt, u. a. in den Schwerpunktbänden MIDDLEMISS, RAWSON & NEWALL (1971), HALLAM (1973), CASEY & RAWSON (1973), HUGHES (1973).

Die paläobiogeographische Verteilung verschiedener Belemnitenfaunen wurde in der jüngsten Zeit durch SAKS & NALNYAEVA (1972), STEVENS (1973) und CHRISTENSEN (1976) beschrieben.

Hier werden die Belemnitenvergesellschaftungen der NW-europäischen Unter-Kreide im einzelnen aufgeführt. Diese zeichnen sich durch einen Wechsel der Einflüsse von Tethys und borealem Reich aus. Bei den Belemnitenarten treten unterschiedliche, an Trans- bzw. Regressionen gebundene Migrationswellen auf, die sich in entsprechenden Vertikalreichweiten widerspiegeln. Obwohl es sich bei den Belemniten um nektonische Formen handelt, zeigen sich Endemismen auf dem Familien-Niveau. Das boreale Reich ist durch die Cylindroteuthinae, die Tethys durch die Belemnopseidae und Duvaliidae gekennzeichnet. Ähnliche Verteilungsmuster ergeben sich für andere Tiergruppen, z. B. Ammoniten (RAWSON, 1981; KEMPER, RAWSON & THIEULOY, 1981) und Brachiopoden (MIDDLEMISS, 1979), die jedoch im Detail von unseren Beobachtungen abweichen.

Die Begriffe ,,Reiche" etc., die in dieser Arbeit nur auf die durch unterschiedliche Belemnitenvergesellschaftungen charakterisierten biogeographischen Räume bezogen sind, werden in hierarchischer Reihenfolge benutzt: Reich, Provinz, Subprovinz.

Die Abbildungen 1–6, die die paläobiogeographische Verteilung der einzelnen Belemnitengattungen und Untergattungen für die entsprechenden Stufen zeigen, wurden durch die Tabellen 1–7 ergänzt. In diesen Tabellen sind alle uns bekannten Arten der Belemnitida aufgeführt, auch Vertreter der Diplobelidae, die im Text nicht weiter diskutiert werden.

Folgenden Herren danken wir dafür, daß sie Belemnitenmaterial zu Bearbeitung und Vergleichszwecken zur Verfügung gestellt haben: D. GAYTE (Département des Sciences de la Terre, Lyon), Dr. S. RITZKOWSKI (Geologisch-Paläontologisches Institut, Göttingen), Dr. H. ROHDE (Niedersächsisches Landesmuseum, Hannover). Für wichtige Diskussionen danken wir den Herren Dr. R. COMBEMOREL und D. GAYTE (Lyon) sowie Herrn Dr. J. A. JELETZKY (Geol. Survey, Ottawa).

2. UNTERKRETAZISCHE BELEMNITENFAUNEN

2.1 BERRIAS

Da die Ablagerungen des Berrias in NW-Deutschland in der nicht marinen Fazies des oberen Münder Mergels, des Serpulits und des ,,Wealden" ausgebildet sind, treten hier, ebenso wie in Südengland, wo ebenfalls die Wealdenfazies kennzeichnend ist, keine Cephalopoden auf. Das einzige Vorkommen von marinem Berrias in NW-Europa beschränkt sich auf NE-England. In Lincolnshire wird das Berrias durch einen Teil des küstennah abgelagerten marinen Spilsby Sandstone und in Yorkshire durch den tiefsten Teil des Speeton Clays repräsentiert. In den Ablagerungen beider Profile treten nach PINCKNEY & RAWSON (1974: Fig. 3) ausschließlich Arten der Gattung *Acroteuthis* STOLLEY s. str. auf. Alle fünf Arten *A. (A.) lateralis* (PHILLIPS), *A. (A.) sublateralis* SWINNERTON, *A. (A.) subquadratoides* SWINNERTON, *A. (A.) paracmonoides arctica* BLÜTHGEN (= *A. (A.) subquadrata)* (ROEMER) und *A. (A.) explanatoides* (PAVLOW) sind der Untergattung *Acroteuthis* STOLLEY zuzuordnen, die im höheren Volgium NW-Europas nachgewiesenen Untergattungen *Microbelus* GUSTOMESOV und *Boreioteuthis* SAKS & NALNYAEVA fehlen hingegen.

Für den östlichen Teil der boreal-atlantischen Provinz, die russische Plattform, geben SAKS & NALNYAEVA (1972: Tab. 12) 13 Arten der Gattung *Acroteuthis* an, wobei alle drei Untergattungen *Acroteuthis, Microbelus, Boreioteuthis)* vertreten sind. Dabei sind folgende Arten und Unterarten den beiden Teilbereichen der boreal-atlantischen Provinz gemeinsam: *A. (A.) lateralis*, *A. (A.) subquadratoides* und *A. (A.) paracmonoides arctica*. Zusätzlich tritt die ebenfalls zu den Cylindroteuthinae zählende Gattung *Pachyteuthis* d'ORBIGNY mit einer Art auf, während die für die arktische Provinz typischen Gattungen und Untergattungen der Cylindroteuthinae *Cylindroteuthis (Cylindroteuthis)* BAYLE & ZEILLER, *C. (Arctoteuthis)* SAKS & NALNYAEVA, *Lagonibelus (Lagonibelus)* GUSTOMESOV und *L. (Holcobeloides)* GUSTOMESOV

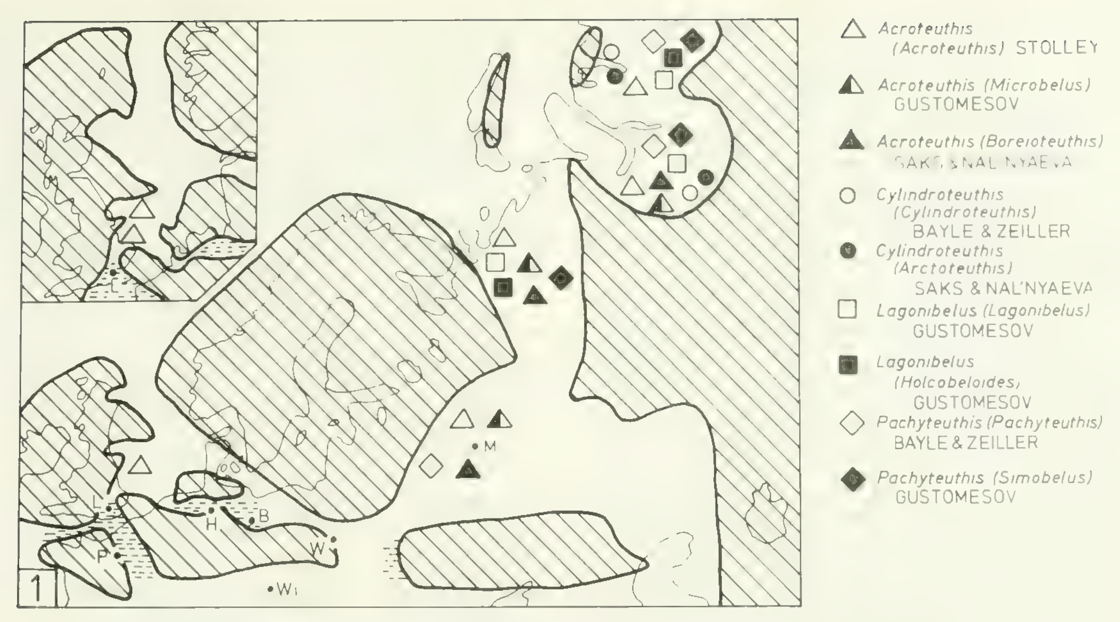
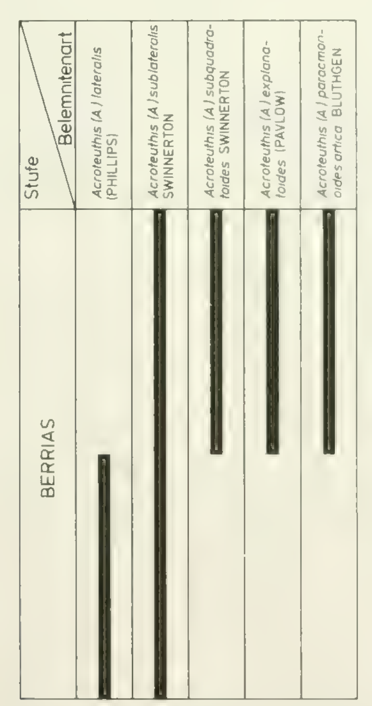


Abb. 1. Paläobiogeographie der Belemniten im Berrias NW-Europas. Schraffiert: Festland; weiß: Meeresgebiete; gestrichelt: Verbreitung der Wealden-Fazies. Umgezeichnet nach CASEY (1973).

nicht auf der russischen Tafel zu finden sind. Erste Vertreter dieser „arktischen" Gruppen sind mit drei Arten aus dem Petschora-Becken bekannt (SAKS & NALNYAEVA, 1972: Tab. 13), so daß dieser Bereich, trotz des Auftretens der europäischen Gattung *Acroteuthis*, von SAKS & NALNYAEVA (1973: 395) bereits der arktischen Provinz zugerechnet werden. *Acroteuthis* s. l. ist aus dem Petschora-Becken mit acht Arten bekannt, die alle ebenfalls auf der russischen Tafel vorkommen.

Dieses Bild ändert sich östlich des Ural. Hier tritt *Acroteuthis* nur noch untergeordnet auf, während Arten der Gattungen *Cylindroteuthis*, *Lagonibelus* und *Pachyteuthis* dominieren. Es sind alle drei Untergattungen von *Acroteuthis* vertreten, doch wird eine Abnahme der Artenzahl nach Osten deutlich. Aus der cis-polaren nördlichen Ural-Gegend werden von SAKS & NALNYAEVA (1972: Tab. 14) noch sieben Arten aufgeführt, die bis auf eine Art mit denen der Russischen Tafel übereinstimmen. Für das nördliche Mittel-Sibirien schließlich werden nur noch vier Arten der Untergattung *Acroteuthis* aufgeführt, die ebenfalls alle auf der Russischen Tafel zu finden sind. Aus dem West-Teil Nordamerikas schließlich sind nach SAKS & NALNYAEVA (1972: Tab. 16) keine Acroteuthiden bekannt, lediglich aus dem Grenzbereich Berrias/Valangin werden zwei Arten genannt.



Tab. 1. Stratigraphische Reichweite der verschiedenen Belemnitenarten im Berrias NW-Europas. Nach PINCKNEY & RAWSON (1974) und PINCKNEY (1975).

Das Berrias der Tethys ist durch Abwesenheit von Vertretern der Cylindroteuthinae gekennzeichnet, hier dominieren Arten der Duvaliidae (Gattungen *Pseudobelus* BLAINVILLE, *Duvalia* BAYLE & ZEILLER, *Berriasibelus* DELATTRE, *Conobelus* STOLLEY, *Castellanibelus* COMBEMOREL) und der Belemnopseidae (Gattung *Hibolites* MONTFORT, ausgenommen der Gattung *Belemnopsis* BAYLE & ZEILLER). Diese Formen sind bisher aus dem Berrias des borealen Reiches unbekannt, lediglich aus berrias-valanginzeitlichen Ablagerungen Spitzbergens beschreibt BLÜTHGEN (1936) neben zahlreichen Vertretern der Cylindroteuthinae auch die tethyale Gattung *Pseudohibolites*. Da uns eine exakte stratigraphische Einstufung dieser Funde nicht möglich ist, erübrigt sich die Überlegung, ob diese Gattung über einen Protoatlantik im Berrias einwanderte.

Für das Berrias lassen sich also zwei durch unterschiedliche Belemnitenvergesellschaftungen scharf abgegrenzte Reiche (1. boreales Reich mit den Cylindroteuthinae, 2. Tethys mit Duvaliidae und Belemnopseidae) unterscheiden. Für die Südhalbkugel wird ein Indo-Pazifisches Reich (Belemnopseidae und Duvaliidae) postuliert (vgl. STEVENS, 1973).

Das boreale Reich läßt sich in zwei Provinzen gliedern:

1. Boreal-atlantische Provinz: Diese umfaßt die Russische Tafel, Ost- und Nordwest-Europa. Die boreal-atlantische

Provinz ist durch die Belemnitengattung *Acroteuthis* gekennzeichnet, die für die arktische Provinz typischen Belemnitengattungen treten nicht auf.

Innerhalb der boreal-atlantischen Provinz lassen sich wiederum zwei Unterprovinzen oder Regionen erkennen:

A) NW-europäische Unterprovinz, die durch *Aulacoteuthis* s. str. charakterisiert ist, es fehlen die Untergattungen *Microbelus* und *Boreioteuthis*. *Microbelus* tritt nach PINCKNEY (1974: 173) in der NW-europäischen Unterprovinz lediglich im höheren Volgium auf und fehlt in der gesamten Unterkreide. *Boreioteuthis* ist ebenfalls aus dem Volgium bekannt, fehlt während der tiefen Unterkreide und erscheint dann wieder im höchsten Hauterive in NW-Europa.

B) Zentralrussische Unterprovinz (= Moskauer Bekken). Hier dominiert ebenfalls die Gattung *Acroteuthis*, im Gegensatz zu der NW-europäischen Unterprovinz sind jedoch alle drei Untergattungen zu finden.

2. Die arktische Provinz, die das Petschora-Becken, Spitzbergen, Sibirien und das westliche Nordamerika umfaßt, ist durch die Gattungen *Cylindroteuthis*, *Lagonibelus* und *Pachyteuthis* gekennzeichnet. Arten der Gattung *Acroteuthis* treten im tieferen Berrias nur untergeordnet auf, deutlich wird eine Abnahme der Artenzahl dieser Gattung innerhalb der arktischen Provinz von Westen nach Osten. Parallel dazu verläuft eine stratigraphische Verschiebung des Einsetzens der Acroteuthiden. Im Laufe des Berrias werden die rein arktischen Gattungen zunehmend durch *Acroteuthis* s. l. verdrängt, die im Valangin dann dominieren.

Damit wird wahrscheinlich, daß *Acroteuthis* s. str. sich im höheren Volgium in der boreal-atlantischen Provinz entwickelt und im Berrias langsam von Westen in die arktische Provinz einwandert. Im Gegensatz zu SAKS & NALNYAEVA (1972: 226), die eine Entstehung von *Acroteuthis* s. str. im späten Volgium der Russischen Tafel für möglich halten, deuten die Ergebnisse von PINCKNEY (1975) darauf hin, daß diese Untergattung in der NW-europäischen Unterprovinz bereits im höheren Mittel-Volgium auftritt. Somit könnte sie ihr ursprüngliches Entwicklungszentrum in der NW-europäischen Unterprovinz gehabt haben. Voraussetzung für diese Annahme ist, daß die basalen Lagen des Lower Spilsby Sandstone, aus denen die ältesten Acroteuthiden bekannt sind, in das Mittel-Volgium (CASEY, 1973) zu stellen sind.

2.2 VALANGIN

Bereits im mittleren Berrias öffnet sich die Karpatenstraße und das in Polen limnisch-brackisch entwickelte untere Berrias wird durch marine Serien abgelöst, die durch mediterrane Ammonitengattungen belegt sind (u. a. *Berriasella* UHLIG). Diese Tendenz verstärkt sich im oberen Berrias, und im mittleren Unter-Valangin herrschen im norddeutschen und polnischen Becken voll marine Bedingungen (vgl. MICHAEL, 1979: 307). Wie aus Abb. 2 zu ersehen ist, besitzt das norddeutsche Becken einerseits Verbindungen mit dem borealen Reich über die Dänische Straße und den Bereich der Pompeckj'schen Schwelle (Ems-Kanal, Hoya-Kanal, Gifhorn-Kanal), andererseits mit der Tethys über die Karpatenstraße.

Diese Lage im südlichen Randbereich des borealen Reiches bedingt Fauneneinflüsse unterschiedlicher Herkunft, die z. B. bei den Ammoniten deutlich werden. So handelt es sich bei den in NW-Deutschland auftretenden Vertretern der Polyptychitidae *(Polyptychites* PAVLOW, *Dichotomites* KOENEN, etc.) um boreale Formen, während im Ober-Valangin eine ganze Reihe von tethyalen Ammonitengattungen (z. B. *Olcostephanus* NEUMAYR, *Juddiceras* SPATH) nach NW-Europa einwandern (KEMPER, RAWSON, THIEULOY, 1981: Tab. 5, RAWSON, 1981: 509).

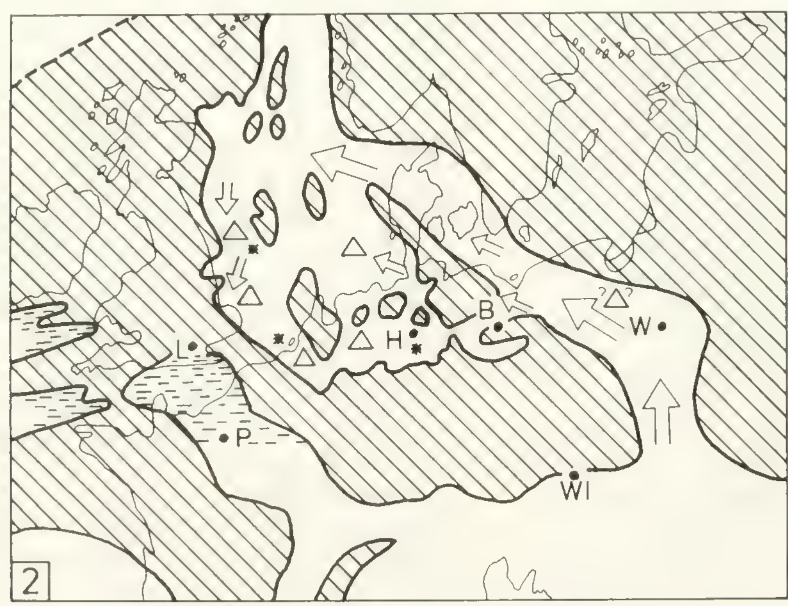
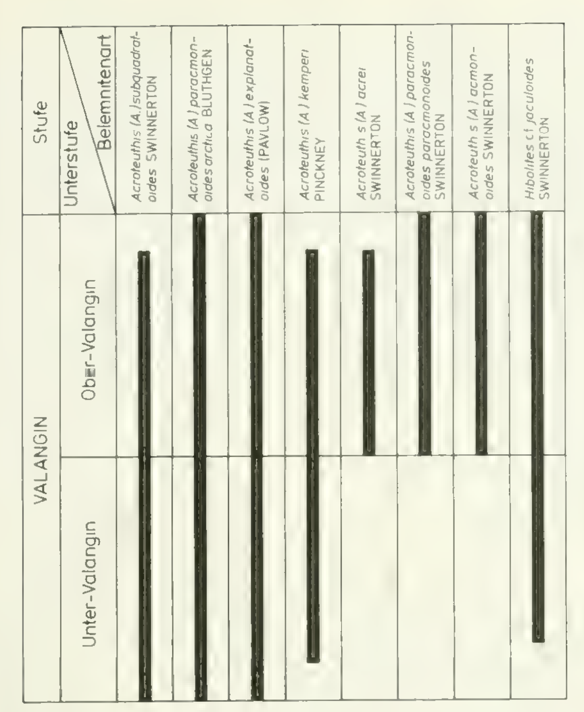


Abb. 2. Paläobiogeographie der Belemniten im Valangin NW-Europas. Schraffiert: Festland; weiß: Meeresgebiete; gestrichelt: Verbreitung der Wealden-Fazies; helle Pfeile: Wanderweg mediterraner Belemniten. Umgezeichnet nach MICHAEL (1979).



Tab. 2. Stratigraphische Reichweite der verschiedenen Belemnitenarten im Valangin NW-Europas. Nach PINCKNEY & RAWSON (1974), PINCKNEY (1975) und MUTTERLOSE (1978).

Für das Valangin NE-Englands und NW-Deutschlands ist, wie auch im Berrias, die boreale Belemnitengattung *Acroteuthis* s. str. kennzeichnend. Nach PINCKNEY & RAWSON (1974: 200) sind im Unter-Valangin von Speeton (NE-England) vier Arten zu finden: *Acroteuthis (A.) subquadratoides, Acroteuthis (A.) paracmonoides arctica* (= A. subquadrata), Acroteuthis (A.) explanatoides und *Acroteuthis (A.) kemperi* PINCKNEY. Innerhalb NW-Europas ergeben sich hinsichtlich der Belemniten faunistische Differenzierungen (PINCKNEY, 1975: 184), da *A. (A.) subquadratoides* aus dem Unter-Valangin NW-Deutschlands unbekannt ist, in England jedoch vereinzelt auftritt. *Acroteuthis (A.) kemperi* wiederum bildet in NW-Deutschland die häufigste der Acroteuthidenarten, ist aus England jedoch nur mit einem Exemplar bekannt.

Im Ober-Valangin NW-Europas treten neben die bereits genannten vier Arten *Acroteuthis (A.) acrei* SWINNERTON, *Acroteuthis (A.) acmonoides* SWINNERTON und *Acroteuthis (A.) paracmonoides paracmonoides* SWINNERTON (PINCKNEY, 1975: 187). *A. (A.) subquadratoides* ist in NW-Deutschland nur für die Astierien-Schichten nachgewiesen.

Von den für das NW-europäische Valangin typischen Arten sind aus dem Moskauer Becken *A. (A.) paracmonoides arctica, A. (A.) explanatoides, A. (A.) lateralis* bekannt, außerdem eine Reihe von Arten, die in NW-Europa unbekannt sind, so daß eine Zweiteilung der boreal-atlantischen Provinz weiterhin sinnvoll erscheint.

Neben diesen borealen Fauneneinflüssen gibt es vereinzelte Funde tethyaler Belemniten. Bereits STOLLEY (1926: 122) erwähnt zwei Bruchstücke von Hiboliten aus den unteren Dichotomiten-Schichten bzw. Astierien-Schichten (Ober-Valangin) von NW-Deutschland, die er dann (1938: 391) bereits aus den oberen Polyptychiten-Schichten aufführt. Diese Beobachtungen werden durch KEMPER (1976: 37) unterstützt, der mehrere Vertreter der Gattung *Hibolites* MONTFORT aus dem tonigen Zwischenmittel des unteren Ober-Valangin des Bentheimer Raumes beschreibt. In Sammlungen schließlich liegen einige Hibolitenbruchstücke aus Gronau (Westfalen) vor, die auf ein erstes Erscheinen dieser Gattung in den *Platylenticeras*-Schichten deuten (MUTTERLOSE, 1978: 108). In Speeton sind Hiboliten im Ober-Valangin ebenfalls zu finden (ab Schicht D4 = *Paratollia*-Schichten), doch sind hier noch exakte Aufsammlungen notwendig.

Im Valangin NW-Europas dominieren also boreale Elemente, die von Norden über die Pompeckj'sche Schwelle in das niedersächsische Becken einwandern. Diese Arten haben ihren Ursprung im NE-englischen Formenkreis, doch kommt es auch teilweise zu Provinzialismus *(A. kemperi)*, während andere Arten *(A. subquadratoides)* erst später nach NW-Deutschland gelangen. Auf der anderen Seite treten erstmalig in der Unterkreide vereinzelt tethyale Belemniten auf, die wahrscheinlich über die Karpatenstraße eingewandert sind. Auffällig ist, daß lediglich die Gattung *Hibolites* in das boreale Reich einzudringen vermochte, während alle anderen Gattungen der Belemnopseidae und Duvaliidae auf die Tethys beschränkt bleiben. Da die Grundvoraussetzungen für einen Faunenaustausch gegeben sind, könnte die Ursache dafür in der unterschiedlichen Temperaturempfindlichkeit der einzelnen Gattungen zu suchen sein.

BLÜTHGEN (1936) beschreibt von König-Karls-Land (Spitzbergen) aus dem Jura/Kreide-Grenzbereich eine reiche Belemnitenfauna; von den aufgeführten 33 Arten und Unterarten ordnete BLÜTHGEN 22 der Gattung *Acroteuthis*, 1 der Gattung *Cylindroteuthis*, 1 der Gattung *Oxyteuthis*, 4 der Gattung *Hibolites* und 5 der Gattung *Pseudohibolites* zu. Nach SAKS & NALNYAEVA (1973: 395) gehören die meisten Arten und Unterarten zu *Acroteuthis* s. str., einige zu *Boreioteuthis, Lagonibelus* s. s., *Pachyteuthis* s. str., *Simobelus* und *Pseudohibolites*. Nach JELETZKY (briefl. Mitteilung) ist die systematische Zuordnung der von BLÜTHGEN beschriebenen Formen sehr unsicher, die von BLÜTHGEN als *Hibolites* bestimmten Arten sind danach wahrscheinlich zu *Pseudohibolites* zu rechnen, eine Neubearbeitung dieser Gruppe erfolgt durch JELETZKY. Auch das als *Oxyteuthis brunsvicensis* (STROMBECK) bezeichnete Exemplar gehört in eine andere systematische Gruppe (vgl. S. 301). Schließlich erlauben die stratigraphischen Angaben von BLÜTHGEN über die Einstufung der Funde nach KEMPER (mdl. Mitteilung) keine exakten Aussagen über die genaue stratigraphische Datierung. Somit ist also für die mediterranen Belemnopseidae von Spitzbergen ein höheres Alter als das derjenigen von NW-Europa nicht nachgewiesen. Dadurch ist die von SAKS & NALNYAEVA (1972: 219) und STEVENS (1973: 392) geäußerte Vermutung, daß diese Gruppe Spitzbergen über den Atlantik erreicht hat, nicht zwingend, vielmehr ist auch eine Einwanderung über die Karpatenstraße denkbar.

2.3 HAUTERIVE

Die paläogeographischen Rahmenbedingungen entsprechen denen des Valangin; während es im Süd-englischen und Pariser Becken zur Ablagerung des limnisch-brackischen Wealden kommt, werden in NE-England (Yorkshire, Lincolnshire) und Norddeutschland marine, meist tonige, küstennah auch sandige Serien sedimentiert. Nach Süden be-

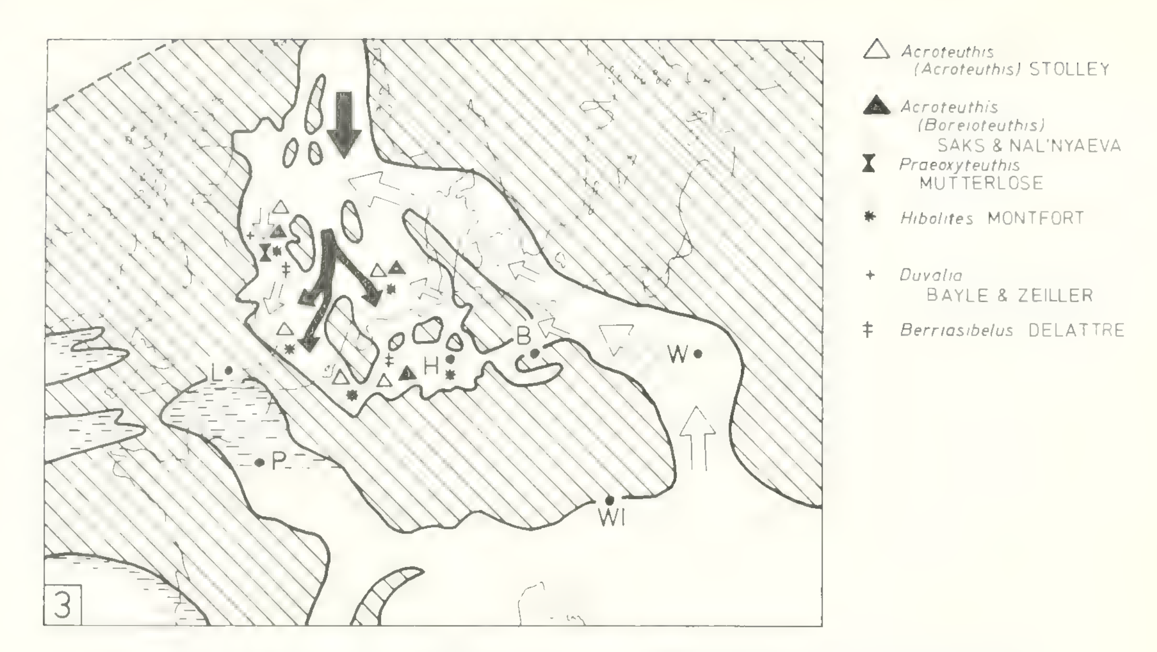


Abb. 3. Paläobiogeographie der Belemniten im Hauterive NW-Europas. Schraffiert: Festland; weiß: Meeresgebiete; gestrichelt: Verbreitung der Wealden-Fazies; helle Pfeile: Wanderweg mediterraner Belemniten; dunkle Pfeile: Wanderweg borealer Belemniten. Umgezeichnet nach MICHAEL (1979).

HAUTERIVE		Stufe
Unter-Hauterive	Ober-Hauterive	Unterstufe / Belemnitenart
		Acroteuthis (A.) paracmonoides arctica BLUTHGEN
		Acroteuthis (A.) explanatoides (PAVLOW)
		Acroteuthis (A.) paracmonoides paracmonoides SWINNERTON
		Acroteuthis (A.) acmonoides SWINNERTON
		Acroteuthis (A.) conoides SWINNERTON
		Acroteuthis (B.) rawsoni PINCKNEY
		Acroteuthis (B.) stolleyi PINCKNEY
		Praeoxyteuthis jasikofiana (LAHUSEN)
		Hibolites jaculoides s. str. SWINNERTON
		Hibolites jaculoides var. *stylirostris* SWINNERTON
		Hibolites jaculoides var. *depressirostris* SWINNERTON
		Hibolites jaculoides var. *torpedinus* SWINNERTON
		Hibolites jaculoides/minutus
		Hibolites obtusirostris (PAVLOW)
		Berriasibelus extinctorius (RASPAIL)
		Duvalia cf. *lata* (BLAINVILLE)

Tab. 3. Stratigraphische Reichweiten der verschiedenen Belemnitenarten im Hauterive NW-Europas. Nach PINCKNEY & RAWSON (1974), PINCKNEY (1975) und MUTTERLOSE (1978, 1979, 1983).

steht weiterhin, zumindest bis zum tiefen Ober-Hauterive (MICHAEL, 1979: 313; MAREK & RACZYNSKA, 1979: 453), über Polen eine direkte Verbindung zur Tethys über die Pompeckj'sche Schwelle zum borealen Reich (vgl. Abb. 3).

Für das tiefste Unter-Hauterive NW-Europas sind weiterhin Arten der Gattung *Acroteuthis* s. str. charakteristisch. In Speeton werden die Schichten D2D bis C10/C9, die der *amblygonium-*, der *noricum-* und der tiefen *regale*-Zone des Unter-Hauterive angehören, durch die Arten *Acroteuthis (A.) paracmonoides arctica, Acroteuthis (A.) explanatoides, Acroteuthis (A.) paracmonoides paracmonoides* und *Acroteuthis (A.) acmonoides* gekennzeichnet (PINCKNEY & RAWSON, 1974: Abb. 3; PINCKNEY, 1975). In NW-Deutschland ist *A. (A.) paracmonoides arctica,* meist als *A. subquadrata* (ROEMER) bezeichnet, der weitaus häufigste Vertreter der Acroteuthiden im tieferen Unter-Hauterive. Vereinzelte Exemplare von *A. (A.) acmonoides* und *A. (A.) explanatoides* nennt PINCKNEY (1975) aus diesem Bereich.

Auffällig ist in Speeton der scharfe Faunenschnitt an der Grenze der D/C-Schichten (= *noricum/regale*-Zone des Unter-Hauterive). In den Schichten D2-D1 (= *amblygonium-* und *noricum*-Zone, Unter-Hauterive) ist *Acroteuthis* sehr häufig, darüber setzt mit den C-Schichten plötzlich massenhaft *Hibolites jaculoides* SWINNERTON ein, der bisher nur vereinzelt mit *Acroteuthis* aufgetreten ist. In den C-Schichten sind die vier erwähnten Acroteuthidenarten, die zuletzt in C 9 (= tiefe *regale*-Zone) vorkommen (PINCKNEY, 1975: 109), nur noch ganz selten zu finden. In NW-Deutschland ist dieser Faunenschnitt, der sich in Speeton in einem 10 cm mächtigen Horizont abspielt, nicht so markant ausgeprägt, doch sind auch hier in der *regale*-Zone des Unter-Hauterive häufiger Hiboliten zu beobachten. Andererseits dürfte dieser scharfe Faunenschnitt durch Kondensation der *amblygonium-* und *noricum*-Zone, die in Speeton eine Mächtigkeit von nur 1 m haben, verstärkt worden sein (vgl. RAWSON, 1971: 68). PINCKNEY (1975: 109) nennt noch die relativ selten vorkommende Art *A. (A.?) conoides* SWINNERTON aus der höchsten *regale*-Zone und der *inversum*-Zone (Ober-Hauterive) von Speeton. Im Ober-Hauterive schließlich taucht die seit dem höchsten Volgium aus NW-Europa nicht mehr bekannte Untergattung *Boreioteuthis* mit zwei Arten auf *(A.* (B.) rawsoni PINCKNEY und *A.* (B.) stolleyi PINCKNEY). PINCKNEY & RAWSON (1974: 202) erwähnen beide Arten aus dem tiefen Ober-Hauterive von Speeton. Inzwischen konnten erstmalig beide Arten in der mittleren *discofalcatus*-Zone des höheren Ober-Hauterive von NW-Deutschland nachgewiesen werden (MUTTERLOSE, 1983: 15), wo sie zusammen mit phylogenetisch progressiven Formen von *Hibolites jaculoides* zu finden sind. Da die Untergattung *Boreioteuthis* in NW-Europa seit dem Berrias unbekannt ist, in der zentralrussischen Provinz jedoch persistiert, erscheint eine Einwanderung borealer Formen in das NW-europäische Becken im höchsten Hauterive möglich. Geringfügig später wandert dann ebenfalls im höheren Ober-Hauterive die für das Barrême typische Unterfamilie Oxyteuthinae mit *Praeoxyteuthis jasikofiana* (LAHUSEN) von Norden her ein.

Die in der tiefsten *regale*-Zone von Speeton massenhaft einsetzenden Hiboliten stellen einen Immigrationsschub größten Umfanges dar. Dabei zeigt sich für diese Gruppe eine große Variationsbreite, die SWINNERTON (1952) zur Aufstellung mehrerer Variationen veranlaßte. Hiboliten aus dem französischen Valangin/Hauterive weisen eine ähnliche Variationsbreite auf. Der Formenkreis um *Hibolites jaculoides* bleibt ± unverändert bis in das tiefe Ober-Hauterive erhalten und unterliegt dann einer gleitenden Umwandlung (MUTTERLOSE, 1978). Aus den relativ großen, stark aufgeblähten Formen, die den ursprünglich aus der Tethys eingewanderten sehr nahe stehen, entwickelten sich im höheren Ober-Hauterive schlanke, zierliche Individuen, die wiederum fließend zu dem für das Barrême typischen *Hibolites minutus* SWINNERTON überleiten. Bis in die *Aegocrioceras*-Schichten bestehen also enge Beziehungen zu den Hiboliten der Tethys, dann vollzieht sich im höheren Ober-Hauterive in NW-Europa eine autonome Entwicklung, die unabhängig von derjenigen der Tethys ist. Weitere Einwanderungsformen mediterranen Ursprungs stellen die von MUTTERLOSE (1979) erwähnten Arten *Duvalia lata* (BALINVILLE) und *Berriasibelus extinctorius* (RASPAIL) dar, die im hohen Unter-Hauterive und tiefen Ober-Hauterive von NW-Deutschland und NE-England allerdings in nur wenigen Exemplaren gefunden wurden. Die Duvalien sind in der Tethys bereits seit dem Tithon mit den Hiboliten vergesellschaftet, zeigen jedoch im Valangin/Hauterive, Provinzialismus. In der mediterranen Provinz sind *Duvalia* und *Berriasibelus, B.* ist nur aus dem Valangin bekannt, dominant; in der SE-europäischen Provinz (Karpaten, Krim, Kaukasus) *Conobelus* STOLLEY und *Pseudobelus* BLAINVILLE.

Offensichtlich erreicht die Einwanderung mediterraner Faunenelemente, die im tiefen Hauterive beginnt (vgl. MICHAEL, 1974: 29), ihren Höhepunkt im mittleren Hauterive (*regale*-Zone des Unter-Hauterive, *Aegocrioceras*-Schichten und *staffi*-Zone des Ober-Hauterive). Neben den Hiboliten, die vereinzelt bereits im Valangin auftauchen, im tieferen Unter-Hauterive schon massenhaft verbreitet sind, können auch andere Belemnitengattungen aus der Tethys nach NW-Europa einwandern. Dabei erfolgte bei den Hiboliten eine Massenwanderung (= mass migration i. S. RAWSON's 1973) und bei den Duvaliidae eine vereinzelte Einwanderung (= isolated straying i. S. RAWSON's). Während es den Hiboliten gelingt, sich in der Folgezeit in den neu besetzten Lebensräumen zu behaupten und sich weiterzuentwickeln, treten die Duvaliidae im Hauterive nur kurzfristig in kleinen Gruppen auf. Als Ursache für dieses Verhalten wird eine unterschiedliche Temperaturempfindlichkeit angenommen. Während sich die Hiboliten infolge ihres eurythermen Charakters im borealen Reich durchzusetzen vermögen, ist dieses den stenothermen Warmwasserformen der Duvaliidae nicht gelungen.

Tethyale Einwanderungsformen, die sich ähnlich verhalten, sind bei den Ammoniten bekannt. So folgt die Gattung *Spitidiscus* KILIAN dem Wanderungs-Muster der Duvaliidae; diese Gattung ist aus der höchsten *regale*-Zone (Unter-Hauterive) und mittleren *speetonensis*-Zone (mittleres Ober-Hauterive) von NW-Europa bekannt. Die Gattungen *Endemoceras* THIERMANN und *Distoloceras* HYATT folgen hingegen dem Hiboliten-Ausdehnungsmuster und entwickeln nach ihrer Einwanderung endemische Formen (vgl. KEMPER, RAWSON & THIEULOY, 1981). Das höchste Ober-Hauterive ist dann wieder durch einen Immigrationsschub borealer Gattungen und Arten von Norden her nach NW-Europa gekennzeichnet. Neben den bereits erwähnten Acroteuthiden erscheinen mit *Praeoxyteuthis jasikofiana* (LAHUSEN) die ersten Oxy-

teuthinae. Diese Unterfamilie spaltet sich wahrscheinlich im Ober-Hauterive im Moskauer Becken von den Acroteuthiden ab und ist wenig später auch in NE-Europa zu finden (Mutterlose, 1982: 147).

2.4 BARRÊME

Nach Michael (1979: 313) führten Regressionen bereits im Ober-Hauterive zu einer Aussüßung des zentral- und südpolnischen Beckens, so daß die direkte Verbindung zwischen Tethys und Borealgebiet unterbrochen ist. Nach Marek & Raczynska (1979: 453) erscheint in Mittelpolen noch *Simbirskites (Craspedodiscus)* cf. *discofalcatus* (Koenen), so daß das höhere Ober-Hauterive in Polen noch marin entwickelt ist, wenn sich hier auch boreale Fauneneinflüsse bemerkbar machen. Im Barrême ist dann jedoch die Karpatenstraße geschlossen (vgl. Abb. 4), womit bis zum Unter-Apt die borealen Meeresbecken in Mittel- und Nordeuropa – abgesehen von den außereuropäischen Umgehungsstraßen – von der Tethys abgeschnitten sind.

Dieser Abschluß von der Tethys macht sich erwartungsgemäß in einer Faunenverschiebung bemerkbar. Der mediterrane *Hibolites jaculoides*, der noch in der *discofalcatus*-Zone des Ober-Hauterive in NW-Europa häufig zu finden ist, entwickelt an der Hauterive/Barrême-Grenze mit *Hibolites minutus* Swinnerton endemische Kümmerformen, die bis in das Unter-Apt persistieren. Wie sich in Speeton gut beobachten läßt, wandeln sich die schlanken, zierlichen Formen der *discofalcatus*-Zone in ,,gleitender Populationsumwandlung" in den für das gesamte Barrême typischen, kleinwüchsigen *Hibolites minutus*. Offensichtlich persistierte jedoch die Ursprungsform von *Hibolites jaculoides* (großwüchsige, deutlich keulenförmige Rostren) in der Tethys bis in das Barrême unverändert, da Immel & Mutterlose (1980: 262) eine eindeutig ancestrale Form aus dem Grenzbereich Unter-/Mittel-Barrême (alter Gliederung) NW-Deutschlands feststellen konnten. Aus diesem überraschenden Fund ist einerseits abzuleiten, daß es sich bei *H. minutus* nur um einen Seitenzweig handelt, der im Unter-Apt endet. Andererseits setzt sich die Stammgruppe um *H. jaculoides*, die in NW-Europa für das Unter-Hauterive und tiefe Ober-Hauterive kennzeichnend ist, mindestens bis in das mittlere Barrême unverändert fort. Weiterhin muß im Grenzbereich Unter-/Mittel-Barrême (alte Gliederung) über den sich öffnenden Atlantik eine Verbindung des borealen Europas zur Tethys bestanden haben, so daß vereinzelte Exemplare von *H. jaculoides* einwandern konnten. Diese Vermutung wird umgekehrt durch Funde borealer Crioceratiten in Marokko unterstützt (Immel & Mutterlose, 1980: 265).

Dominierend im Barrême NW-Europas ist jedoch die im höheren Ober-Hauterive aus dem borealen Bereich eingewanderte Unterfamilie Oxyteuthinae. Diese Gruppe scheint sich im Bereich der russischen Tafel im Ober-Hauterive von der Gattung *Acroteuthis* abgespalten zu haben und dann über England in den Westbereich des borealen Reiches eingewandert zu sein. In Speeton treten die Praeoxyteuthiden unvermittelt gehäuft in der höchsten *variabilis*-Zone (= höchstes Hauterive) auf, stratigraphisch ältere Funde sind aus England bisher nicht bekannt. Die Praeoxyteuthiden scheinen in einer Massenwanderung in diesen Bereich gelangt zu sein. Im Barrême vollzieht sich innerhalb der Oxyteuthinae dann eine Entwicklung. Nach Mutterlose (1983) bilden die 10 Arten eine fließende phylogenetische Reihe, die zu einer Zonengliederung herangezogen werden kann: *Praeoxyteuthis jasikofiana*, *P. pugio* (Stolley), *Aulacoteuthis speetonensis* (Pavlow), *A. compressa* Mutterlose, *A. absolutiformis* (Sinzow), *A. descendens* Stolley, *Oxyteuthis pseudogermanica* Mutterlose, *O. brunsvicensis* (Strombeck), *O. germanica* Stolley und *O. depressa* Stolley. Sowohl für NW-Deutschland als auch für NE-England ist die gleiche Abfolge kennzeichnend; die ventral gefurchten Vertreter von *Aulacoteuthis* sind auf das höhere Unter-Barrême beschränkt (vgl. Mutterlose, 1980: 242). Ähnliche, im höheren Ober-Haute-

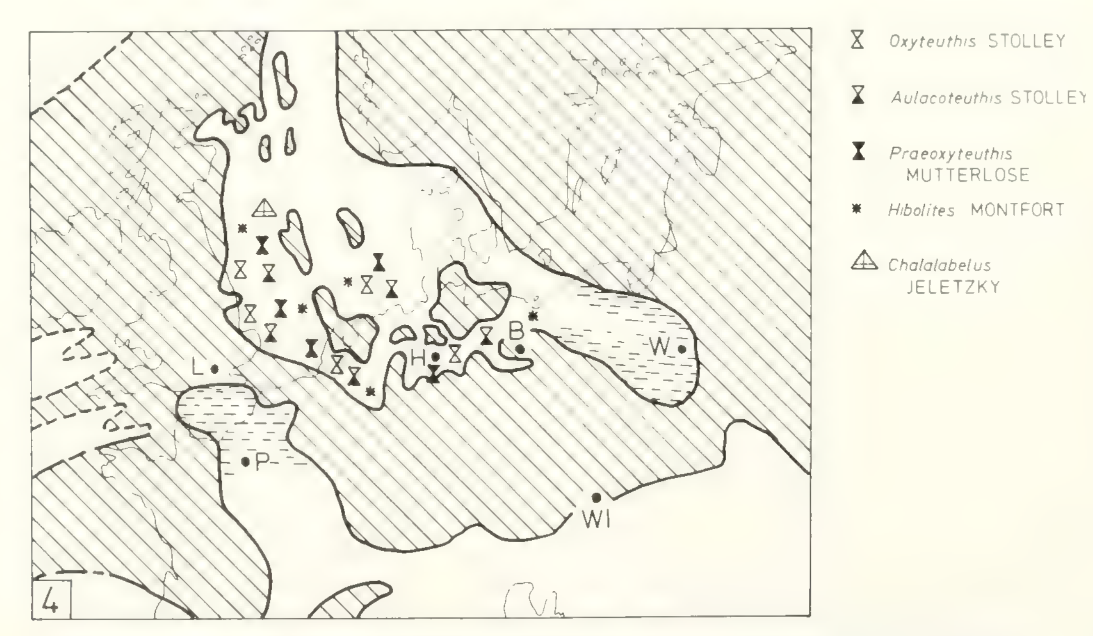
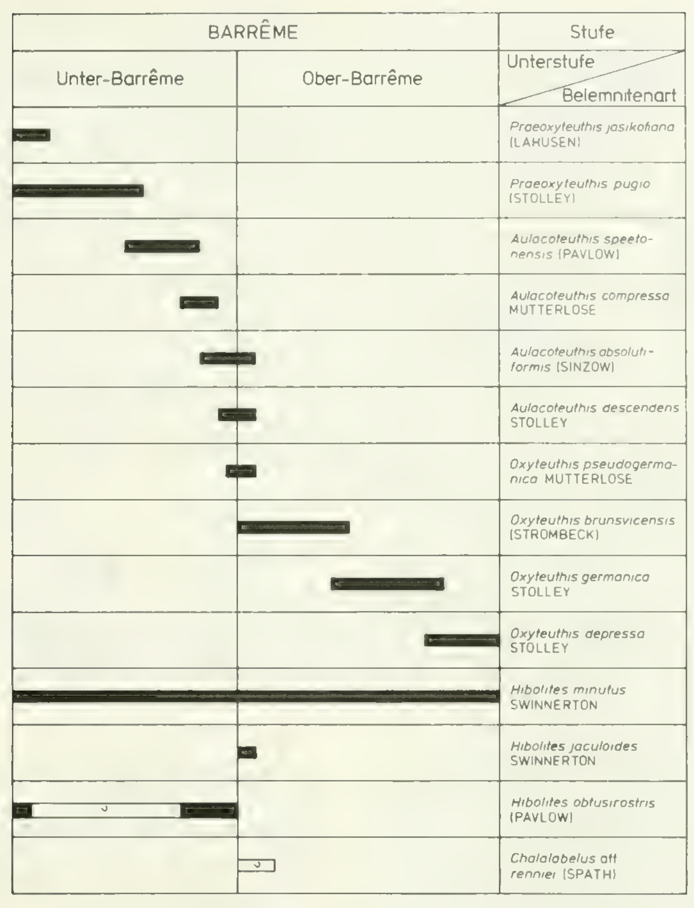


Abb. 4. Paläobiogeographie der Belemniten im Barrême NW-Europas. Schraffiert: Festland; weiß: Meeresgebiete; gestrichelt: Verbreitung der Wealden-Fazies. Umgezeichnet nach Michael (1979).



Tab. 4. Stratigraphische Reichweiten der verschiedenen Belemnitenarten im Barrême NW-Europas. Nach MUTTERLOSE (1983).

rive des borealen Reiches auftretende und von SWINNERTON (1955: XXXVI) und GLASUNOVA (1969: 221) zu *Aulacoteuthis* gestellte Belemniten, sind der Untergattung *Acroteuthis (Boreioteuthis)* zuzurechnen.

Stratigraphisch älteste Vertreter der Oxyteuthinae werden aus dem Berrias/Valangin von Spitzbergen (BLÜTHGEN, 1936: 37) und dem Valangin Polens (BLASZKIEWICZ, 1963: 415) beschrieben. Das von BLÜTHGEN als *Oxyteuthis brunsvicensis* bestimmte Exemplar (Mo 2979) muß aufgrund des Rostrumbaues und der kurzen Apikalfurche der Gattung *Acroteuthis* zugeordnet werden.

Auch die aus dem Valangin Polens *(Platylenticeras*-Schichten und Dichotomiten-Schichten) als *Oxyteuthis primus* BLASZKIEWICZ abgebildeten Rostren gehören allein aufgrund ihres extrem konischen, cuspiteuthis-ähnlichen Umrisses und der dabei großen Apikallänge nicht zu den Oxyteuthinae. SAKS & NALNYAEVA (1972: 218) halten diese Art für einen Vertreter der Cylindroteuthinae, bei der es sich wahrscheinlich um *A. (A.) explanatoides* handeln dürfte. Oxyteuthinae sind bisher aus der Tethys unbekannt, lediglich STOYANOVA-VERGILOVA (1970: 62) nennt *Oxyteuthis* sp. (? ex. gr. *jasikovi* (LAHUSEN) aus Bulgarien, doch dürfte das abgebildete Rostrum eher den Belemnopseidae *(Hibolites ?)* zuzuordnen sein.

Neben langen Wanderwegen durch den Atlantik können dabei vor allem ökologische Gründe (Temperatur) eine Rolle gespielt haben, bei den borealen Oxyteuthinae handelt es sich eher um Kaltwasserformen. Zudem waren in der Tethys die Lebensräume der Oxyteuthinae durch andere Belemnitengruppen besetzt (Belemnopseidae und Duvaliidae).

2.5 APT

Im Unter-Apt öffnet sich erneut eine Meeresverbindung zwischen dem mediterranen und borealen Meeresraum (MICHAEL, 1979: 314). Während im polnischen Becken weiterhin limnisch-brackische Serien abgelagert werden, entsteht über Nordfrankreich und Südengland eine Verbindung zur Tethys; später, im höchsten Ober-Apt *(nolani-jacobi*-Zone), entwickelt sich auch die Pariser Straße. Das polnische Becken erfährt ebenfalls bereits im Ober-Apt marine Einflüsse. Somit bringen im Apt warme Meeresströmungen eine reiche stenotherme Benthosfauna in das SE-englische Unterkreide-Bekken. Boreale Belemniten sind mit *Oxyteuthis senilis* STOLLEY nur noch ganz vereinzelt im Apt NW-Deutschlands zu finden. Es handelt sich um extrem kleinwüchsige Kümmerformen, die sich nach STOLLEY (1925: 38) bis in das mittlere Ober-Apt fortsetzen.

Neue tethyale Belemniten erscheinen mit *Neohibolites ewaldi* (V. STROMBECK) erstmalig in der *deshayesi*-Zone des mittleren Unter-Apt, daraus leiten sich nacheinander *N. clava* STOLLEY, *N. inflexus* STOLLEY und *N. wollemanni* STOLLEY, eine von STOLLEY (1911) beschriebene phylogenetische Reihe ab, die für das höhere Unter-Apt und Ober-Apt

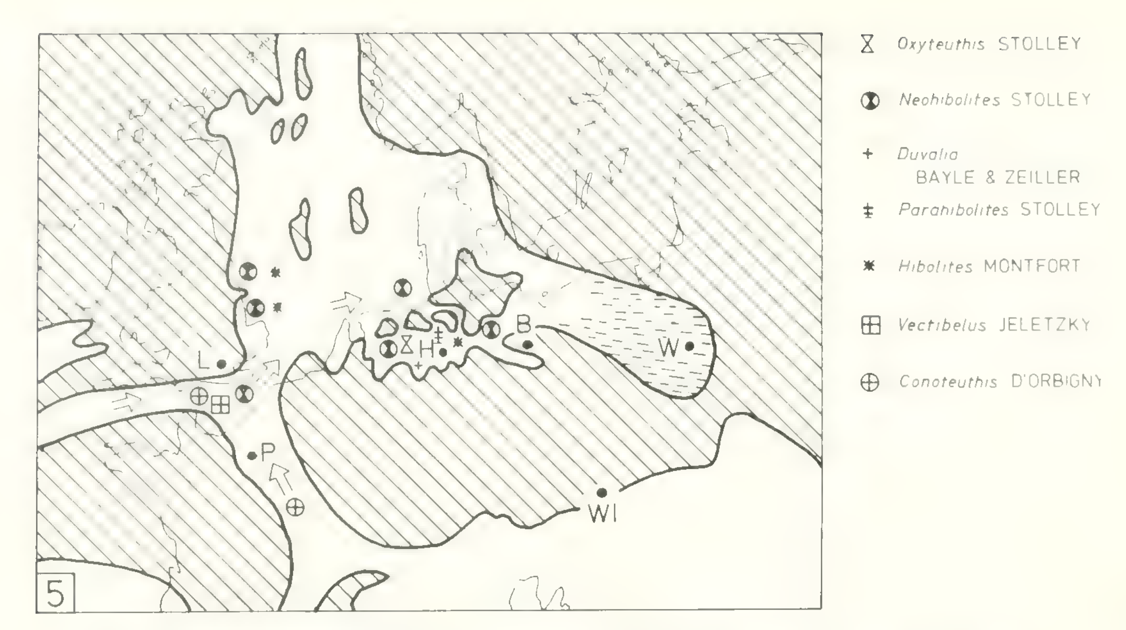


Abb. 5. Paläobiogeographie der Belemniten im Apt NW-Europas. Schraffiert: Festland; weiß: Meeresgebiete; gestrichelt: Verbreitung der Wealden-Fazies; helle Pfeile: Wanderweg mediterraner Belemniten. Umgezeichnet nach MICHAEL (1979).

(Gliederung nach KEMPER, 1978) NW-Europas kennzeichnend ist. Da diese Arten, abgesehen von *N. ewaldi,* auch aus der Tethys (Bulgarien) bekannt sind (STOYANOVA-VERGILOVA, 1964, 1970), handelt es sich nicht um eine endemische Entwicklung, etwa vergleichbar derjenigen von *Hibolites jaculoides* SWINNERTON im Ober-Hauterive. Offensichtlich bilden NW-Europa und die Tethys hinsichtlich der Neohibolitenvergesellschaftung einen einheitlichen Raum. Da keine neueren Arbeiten über die Verhältnisse im SE-französischen Raum vorliegen, kann derzeitig keine Aussage über den Ursprung der Neohiboliten gemacht werden. Wahrscheinlich haben sie sich an der Grenze Barrême/Apt in SE-Frankreich von *Mesohibolites* STOLLEY abgespalten. Eine weitere Gattung ist mit *Parahibolites duvaliaeformis* (STOLLEY) in wenigen Individuen im Ober-Apt NW-Deutschlands vertreten.

Für die Tethys ergibt sich im Apt dabei folgende Verteilung der Gattungen der Belemnopseidae und Duvaliidae:

Von den zu den Belemnopseidae zählenden Gattungen sind nur noch *Parahibolites* (?) STOLLEY, *Mesohibolites* STOLLEY und *Neohibolites* STOLLEY bekannt. *Mesohibolites* und *Neohibolites* sind sowohl in der mediterranen Provinz (Spanien,

APT		Stufe
Unter-Apt	Ober-Apt	Unterstufe / Belemnitenart
		Neohibolites ewaldi (v. STROMBECK)
		Neohibolites clava STOLLEY
		Neohibolites inflexus STOLLEY
		Neohibolites wollemanni STOLLEY
		Parahibolites duvaliaeformis (STOLLEY)
		Duvalia grasiana (DUVAL-JOUVE)
		Hibolites minutus SWINNERTON
		Oxyteuthis senilis STOLLEY
		Conoteuthis dupiniana D'ORBIGNY
		Vectibelus vectensis (SPATH)

Tab. 5. Stratigraphische Reichweiten der verschiedenen Belemnitenarten im Apt NW-Europas. Nach STOLLEY (1911) und JELETZKY (1981).

SE-Frankreich), als auch in der SE-europäischen Provinz zu finden (LILLO-BEVIA, 1975; VAŠIČEK, 1978a, 1978b; STOYANOVA-VERGILOVA, 1964, 1965a, 1970; SCHWETZOFF, 1919).

Die zu den Duvaliidae rechnenden Gattungen *Duvalia* BAYLE & ZEILLER, *Pseudoduvalia* NAEF, *Berriasibelus* DELATTRE, *Castellanibelus* COMBEMOREL, *Pseudobelus* BLAINVILLE und *Conobelus* STOLLEY sind im Tethysbereich nur noch mit *Duvalia* vertreten.

Duvalia tritt mit *D. lata* (BLAINVILLE) erstmalig im Tithon der Tethys auf, die nach COMBEMOREL (1973: 142) bereits im Unter-Tithon erscheinende *Duvalia conica* (BLAINVILLE) wird hier mit VASICEK (1978a) *Conobelus* STOLLEY zugeordnet. In der tiefen Unter-Kreide (Valangin, Hauterive) erreicht *Duvalia* mit einer Reihe von Arten ihren Höhepunkt in der Tethys, im Barrême erfolgt eine deutliche Abnahme.

In SE-Frankreich ist *D. grasiana* (DUVAL-JOUVE) die einzige Duvalienart, die noch aus dem Barrême und Apt bekannt ist, alle anderen Arten sterben spätestens an der Hauterive/Barrême-Grenze aus (COMBEMOREL, 1973: 179). STOYANOVA-VERGILOVA (1964, 1965b) nennt aus dem Unter-Barrême Bulgariens noch *D. binervia* (RASPAIL), *D. dilatata majoriana* STOYANOVA-VERGILOVA, aus dem Ober-Barrême *D. gagrica* SCHWETZOFF sowie *D. grasiana* (DUVAL-JOUVE). Im Apt kommen außer *D. grasiana* keine weiteren Arten vor.

Während ein Großteil der Arten *(D. lata* (BLAINVILLE), *D. dilatata* (BLAINVILLE), *D. emerici* (RASPAIL), *D. binervia* (RASPAIL), *D. grasiana* und *D. hybrida* (DUVAL-JOUVE)) der mediterranen und der SE-europäischen Provinz gemeinsam sind, gibt es einige Arten, die bisher nur aus der SE-europäischen Provinz bekannt sind *(D. tereshkovae* STOYANOVA-VERGILOVA, *D. gagrica, D. rafaeli* STOYANOVA-VERGILOVA, *D. madarica* STOYANOVA-VERGILOVA).

Die Verbreitung von *Duvalia* BAYLE & ZEILLER beschränkt sich auf Spanien, Frankreich, Nord-Afrika, Schweiz, Süddeutschland, Italien, Jugoslawien, Bulgarien, Krim, Kaukasus und Schlesien. Wenige Arten sind von Madagskar bekannt *(D. lata* und *D. dilatata)* sowie aus Moçambique; *D. lata* mit einem Exemplar auch aus England.

Aus dem mittleren Ober-Apt von N-Deutschland nannte bereits von KOENEN (1902) Vertreter der Gattung *Duvalia*, die von STOLLEY (1911: 68) beschrieben wurden. STOLLEY vereint alle norddeutschen Formen unter *D. grasiana*, obwohl diese eine sehr viel größere Variabilität als die südfranzösischen Formen haben.

Uns lagen etwa 130 Duvalien aus dem mittleren Ober-Apt der ehemaligen Ziegelei-Tongrube Kastendamm (8 km NW Hannover) vor. Dieser Formenkreis zeigt eine erhebliche Variationsbreite, da neben langgestreckten, typischen *grasiana*-Formen auch kurze, gedrungene, z. T. an *D. conica* (= *Conobelus conica*) erinnernde Formen auftreten.

Besonders interessant an diesem Vorkommen ist das extrem häufige Auftreten von *D. grasiana,* während diese Art in den zeitgleichen Ablagerungen des mediterranen Raumes sehr selten ist.

Allerdings läßt sich auch in N-Deutschland eine unterschiedliche Verteilung erkennen. Vereinzelte Vertreter von *D. grasiana* nennt STOLLEY (1911: 71) aus dem Unter-Apt *(bodei-* und *deshayesi*-Zone alter Gliederung), häufig wird die Art jedoch erst in den bunten *inflexus*-Mergeln des Ober-Apt (= Ober-Gargas). Während in den bunten *inflexus*-Mergeln von Kastendamm durch STOLLEY hunderte von Individuen geborgen wurden, tritt *D. grasiana* in den lithologisch sehr ähnlichen und stratigraphisch gleich alten Schichten von Sarstedt erheblich seltener auf. In dem heute noch zugänglichen Profil der Zgl. Gott bei Sarstedt konnten seit STOLLEY's Aufsammlungen um die Jahrhundertwende trotz mehrerer Profilaufnahmen (ROHN, 1959; TARKIAN, 1968; ALIMIRZAIE, 1972) und ausgedehnter Sammeltätigkeiten in den *inflexus*-Mergeln keine weiteren Duvalien mehr gefunden werden.

Insgesamt ist das Apt NW-Europas durch Belemniten tethyaler Abstammung *(Neohibolites, Parahibolites, Duvalia)* gekennzeichnet, boreale Formen *(Oxyteuthis)* treten nur noch ganz vereinzelt auf. Offensichtlich konnten die tethyalen Gattungen auf den sich öffnenden Verbindungswegen aus der Tethys in das boreale Reich einwandern. Da keine Konkurrenten vorhanden waren, wurden die neuen Lebensräume erfolgreich besetzt. Während sich die weniger anspruchsvollen Neohiboliten bereits im Unter-Apt erfolgreich durchsetzen konnten, erscheinen Duvalien erst in den *inflexus*-Mergeln. Die als Flachwassersedimente zu deutenden bunten *inflexus*-Mergel boten den Duvalien optimale Bedingungen. Nach GAIDA, KEMPER & ZIMMERLE (1978: 59) erfolgte im mittleren Ober-Apt in N-Deutschland eine epirogenetische Differentialbewegung, in deren Verlauf die Pompeckj'sche Schwelle gehoben wurde. Infolge der Hebung NW-Deutschlands veränderten sich die Meeresströmungen, die Verbindung nach Westen über die zentralen und SW-Niederlande wurde breiter geöffnet. Möglicherweise kann diese Veränderung der Strömungen als Ursache für die plötzliche massenhafte Einwanderung von *Duvalia* angesehen werden. Im Verlauf dieser Öffnung nach Westen ist *Duvalia* eingewandert und hat sich kurzfristig entfaltet, da sich optimale Lebensbedingungen boten (große, gut durchlüftete Flachwasserbereiche). Im höheren Ober-Apt (Clansayes) kam es dann zu einem starken Wandel der Milieu- und Sedimentationsverhältnisse im NW-deutschen Becken. Die bunten *inflexus*-Mergel werden durch dunkle, karbonatarme Tonsteine abgelöst, die größere Wassertiefe und geringeren Sauerstoffanteil andeuten. In diesem Milieu konnte sich die im Gegensatz zu *Neohibolites* offenbar sehr empfindliche *Duvalia* nicht durchsetzen. MICHAEL (1979: 316) verweist auf das starke Zurücktreten kalkschaligen Phyto- und Zooplanktons in den dunklen Tonen der *nolani-* und *jacobi*-Zone des höheren Ober-Apt und erklärt dies durch Absenkungsvorgänge, die zu einer Wassertiefenzunahme im zentralen Beckenbereich NW-Deutschlands führen, in deren Verlauf auch bisherige Schwellen und küstennähere Flachwasserregionen erfaßt werden.

2.6 ALB

Während sich die paläogeographischen Verhältnisse des höchsten Ober-Apt bis in das tiefere Unter-Alb fortsetzen, werden die Konturen des niedersächsischen und südenglischen Beckens durch eine Transgression im höheren Unter-Alb geändert. Nach MICHAEL (1979: 316) entstehen örtlich infolge der Transgressionen bereits von der *schrammeni*-Zone an, großräumiger von der *tardefurcata*-Zone an Biotope des

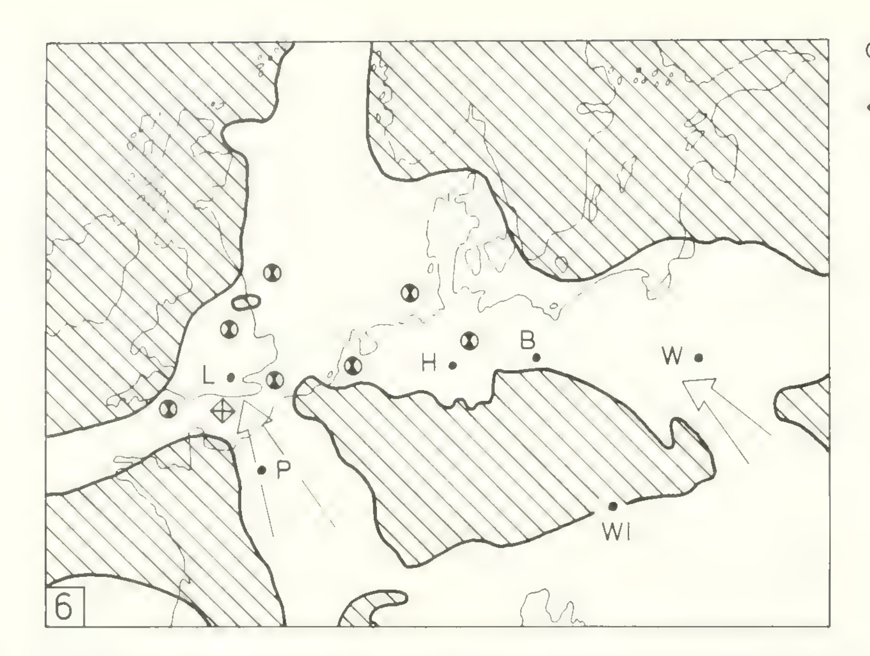


Abb. 6. Paläobiogeographie der Belemniten im Alb NW-Europas. Schraffiert: Festland; weiß: Meeresgebiete; helle Pfeile: Wanderweg mediterraner Belemniten. Umgezeichnet nach MICHAEL (1979).

ALB			Stufe
Unter-Alb	Mittel-Alb	Ober-Alb	Unterstufe / Belemnitenart
▬			*Neohibolites strombecki* STOLLEY
▬			*Neohibolites minor* STOLLEY
	▬	▬	*Neohibolites minimus minimus* (MILLER)
	▬		*Neohibolites minimus obtusus* STOLLEY
	▬		*Neohibolites minimus pinguis* STOLLEY
		▬	*Neohibolites oxycaudatus* SPAETH
		▬	*Neohibolites ernsti* SPAETH
		▬	*Neohibolites praeultimus* SPAETH
	▭	▭	*Pavloviteuthis cantiana* (SPATH)

Tab. 6. Stratigraphische Reichweiten der verschiedenen Belemnitenarten im Alb NW-Europas. Nach STOLLEY (1911), SPAETH (1971) und JELETZKY (1981).

litoralen Flachwassers. Ab Mittel-Alb wird der Meeresraum in NW-Europa großregional erweitert, es bestehen nun zwei Verbindungen zur Tethys, die noch im Apt vorhandene Pompeckj'sche Schwelle existiert nicht mehr.

Mit dieser Transgression gelangen wieder tethyale Neohiboliten nach NW-Europa. Die für das Unter-Alb typischen *Neohibolites strombecki* STOLLEY und *N. minor* STOLLEY sind nur selten zu finden[2]). Dahingegen bildet der von SPAETH (1971) neu beschriebene Formenkreis um *Neohibolites minimus* (MILLER) sowohl in N-Deutschland als auch in S- und NE-England mit *N. minimus pinguis* STOLLEY, N. *minimus minimus* (MILLER) und *N. minimus obtosus* STOLLEY im Mittel- und Ober-Alb typische Formen, die jedoch auch aus der Tethys (Frankreich, Bulgarien, Sardinien, Südrußland) bekannt sind. Die sich im Ober-Alb aus *N. minimus* entwikkelnden Arten *N. oxycaudatus* SPAETH, *N. ernsti* SPAETH und *N. praeultimus* SPAETH, die in dieser Unterstufe Leitwert besitzen, wurden bisher nur in NW-Europa (Deutschland, England) festgestellt. Die im unteren Cenoman weit verbreitete Art *N. ultimus* (D'ORBIGNY), die wieder sowohl in NW-Europa als auch in der Tethys zu finden ist, stellt nach STOLLEY (1911) das Endglied in der Entwicklung der Neohi-

[2]) Die Frage der Existenz einer eigenständigen Art ,,*N. minor*" ist bisher nicht erneut geklärt worden.

boliten dar. Nach Untersuchungen von SPAETH (1971: 52) dürfte sich *N. ultimus* direkt von *N. ewaldi* aus dem Apt ableiten lassen und nicht über den *minimus*-Formenkreis i. e. S.

Im Gegensatz zu den Hiboliten ist also für *Neohibolites*, abgesehen von den Arten *N. oxycaudatus*, *N. ernsti* und *N. praeultimus*, die aber möglicherweise im Mediterranbereich noch gefunden werden, keine endemische Entwicklung für NW-Europa nachweisbar. Die Ursache für den unterschiedlichen Verlauf der Entwicklung beider Gattungen in NW-Europa könnte in der verschiedenartigen paläogeographischen Situation gesehen werden. Da seit dem Unter-Alb in NW-Europa großräumige Flachmeerbereiche mehrere direkte Verbindungen zur Tethys hatten, konnte jederzeit genetischer Nachschub ungehindert in das NW-europäische Epikontinentalmeer einwandern. Im Gegensatz dazu stehen die paläogeographischen Verhältnisse im Hauterive; von dessen höchsten Zonen es bis in das Unter-Apt keine Verbindung zur Tethys mehr gab.

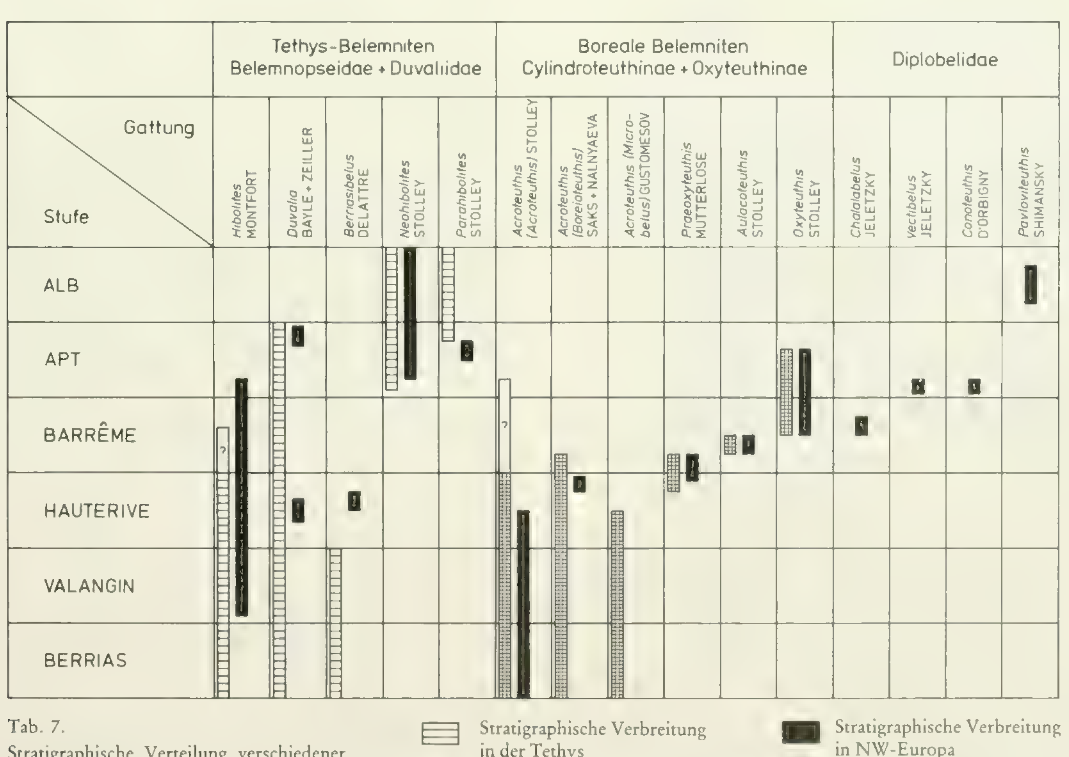
3. URSACHEN FÜR DIE DIFFERENZIERUNG DER UNTERKRETAZISCHEN BELEMNITENFAUNEN

STEVENS (1973: 395) führt eine Reihe von Gründen für die Bildung tiergeographischer Reiche und Provinzen an, die durch unterschiedliche Belemnitenvergesellschaftungen charakterisiert sind. Neben vorgegebenen Umweltfaktoren wie Salinität, Meeresströmungen und paläogeographische Verhältnisse, dürften biologische Gründe wie die unterschiedliche Temperaturempfindlichkeit einzelner Gattungen eine Rolle gespielt haben.

Danach handelt es sich bei den tethyalen Belemniten um Formen, die warme und tropische Gewässer bewohnten, während im borealen Reich stenotherme, an das Leben im kühlen Wasser adaptierte Formen lebten. Den Provinzialismus innerhalb der Tethys erklärt STEVENS (1973: 395) durch unterschiedliche Wassertemperaturen. Danach ist für die mediterrane Provinz mit tropischen, für die SE-europäische Provinz mit warmen Wassertemperaturen zu rechnen.

STEVENS (1965) unterstützte diese Annahmen durch wenige Paläotemperaturwerte, die aus den Rostren borealer sowie mediterraner Belemniten gewonnen wurden und tatsächlich bei den borealen Formen niedriger liegen als bei den mediterranen. Nach SPAETH, HOEFS & VETTER (1971) dürften die allgemein aus den $^{18}O/^{16}O$ Isotopenverhältnissen der calcitischen Belemnitenrostren ermittelten Paläotemperaturen jedoch nicht zuverlässig sein, da zu weitgehende diagenetische Veränderungen bei der Fossillisation die ursprünglichen Verhältnisse überlagern.

Grundvoraussetzung für eine Einwanderung der Tethys-Belemniten in der Unter-Kreide nach NW-Europa waren günstige paläogeographische Verhältnisse, da nur zu Zeiten direkter Meeresverbindungen mit der Tethys diese Belemniten dominieren; im Hauterive handelt es sich um *Hibolites*, im Apt und Alb um *Neohibolites*. Je nach Intensität der Ver-



Tab. 7.
Stratigraphische Verteilung verschiedener Belemnitengattungen in der Unter-Kreide NW-Europas

Stratigraphische Verbreitung in der Tethys
Stratigraphische Verbreitung im borealen Gebiet
Stratigraphische Verbreitung in NW-Europa
Stratigraphische Verbreitung unsicher

bindung erfolgte eine zeitlich beschränkte einmalige Einwanderung (*Hibolites* im Unter-Hauterive), oder über einen längeren Zeitraum (*Neohibolites* im gesamten Apt und Alb). Umgekehrt dominieren boreale Belemniten in NW-Europa nur dann, wenn die Verbindungen zur Tethys geschlossen sind (im Berrias und Valangin *Acroteuthis*, im Barrême die Oxyteuthinae).

Auch zu Zeiten der Dominanz von Tethys-Belemniten bestanden Verbindungen zum arktisch-borealen Bereich, so daß eine Einwanderung borealer Belemniten also von den paläogeographischen Voraussetzungen her möglich war. Da diese jedoch nicht erfolgte, ist es naheliegend, für die Zeiträume stärkerer Tethys-Einflüsse ökologische Bedingungen zu postulieren, die eine Einwanderung borealer Belemniten unmöglich werden ließ. Eine wesentliche Rolle könnte hierbei der klimatische Faktor gespielt haben, wonach für die Zeiten von Tethys-Einflüssen höhere Wassertemperaturen für den NW-europäischen Bereich anzunehmen sind. Bei den borealen Belemniten handelt es sich dann möglicherweise um stenotherme Kaltwasserformen; diese Temperaturgebundenheit der borealen Belemniten würde auch deren Fehlen in der Tethys erklären.

Innerhalb der Tethys-Belemniten lassen sich zwei Gruppen unterscheiden: 1. *Hibolites, Neohibolites* und 2. *Duvalia, Berriasibelus, Parahibolites.* Während die erste Gruppe massenhaft in NW-Europa erscheint, tritt die zweite Gruppe nur vereinzelt auf („isolated straying"), lediglich zu Zeiten optimaler Bedingungen (*inflexus*-Mergel) steigt die Individuenzahl kurzfristig an. Als Ursache für diese beiden verschiedenen Einwanderungsweisen könnte eine unterschiedliche Temperaturgebundenheit der beiden Gruppen angesehen werden: Bei *Hibolites* und *Neohibolites* handelt es sich um adaptionsfähige eurytherme Warmwasserformen, während *Duvalia, Berriasibelus* und *Parahibolites*, neben den anderen Gattungen der Tethys, die in NW-Europa nicht erscheinen, stenotherme Warmwassergattungen sind.

Mit dem Argument allein, daß die Tethys-Belemniten mit Warmwasserströmungen NW-Europa erreicht haben können, ist das Fehlen der zweiten Gruppe nur schwer zu erklären.

Da die Duvaliinae nur selten in den *ewaldi*-Mergeln, häufig in den stratigraphisch folgenden *inflexus*-Mergeln und überhaupt nicht mehr im überlagernden höheren Ober-Apt (Clansayes) zu finden sind, scheinen noch andere Gründe eine Rolle gespielt zu haben.

Insgesamt scheinen Belemniten aus ökologischen Gründen an Flachwasserregionen gebunden gewesen zu sein. Obwohl Belemniten als aktive Schwimmer unabhängiger von ökologischen Faktoren waren, dürften sie doch Flachwasserareale bevorzugt haben, da hier das größere Nahrungsangebot vorhanden war.

Möglicherweise sind die Duvalien noch stärker als andere Belemniten (*Hibolites, Neohibolites, Acroteuthis*, Oxyteuthinae) an Flachwasserregionen gebunden gewesen, die ihre größte Verbreitung in den bunten *inflexus*-Mergeln des Ober-Apt (Obergargas) hatten. In den schwarzen Tonsteinen des höheren Ober-Apt (Clansayes), die tieferes Wasser andeuten als die bunten *inflexus*-Mergel, kommt es insgesamt zu einer Faunen-Verarmung, von der natürlich auch die Duvalien betroffen sind.

Es wäre zu überlegen, ob es sich bei den Duvalien im Vergleich zu den anderen Belemnitengattungen nicht um wesentlich schlechtere Schwimmer gehandelt hat. Für eine derartige Vermutung spricht die „aberrante" Rostrenform sowie die unübliche dorsale Alveolarfurche.

LITERATURVERZEICHNIS

ALIMIRZAIE, D. (1972): Horizontale Veränderung der Foraminiferen-Fauna in einer Mergeltonbank des Mittel-Barrême von Sarstedt bei Hannover (Mit einer Vermessung und Kartierung der Ziegeleitongrube Otto Gott). – Unveröff. Dipl.-Arbeit; Kiel.

BLASZKIEWICZ, A. (1963): Rodzaj *Oxyteuthis* wutworach walanżyńskich na Nizu Polskim. – Kwartalnik Geol., **3:** 415–419, 2 Taf.; Warschau (in Polnisch).

BLÜTHGEN, J. (1936): Die Fauna und Stratigraphie des Oberjura und der Unterkreide von König-Karl-Land. – 91 S., 2 Abb., 1 Tab.; 8 Taf.; Grimmen (Pommern).

CASEY, R. (1973): The ammonite succession at the Jurassic/Cretaceous boundary in eastern England. – In: The Boreal Lower Cretaceous (CASEY, R. & RAWSON, P. F., Eds.), Geol. Journ. Spec. Iss., **5:** 193–266, 5 Abb., 10 Taf.; Liverpool.

— — & RAWSON, P. F. (Eds.) (1973): The Boreal Lower Cretaceous. – Geol. Journ. Spec. Iss., **5:** 448 S.; Liverpool.

COMBÉMOREL, R. (1973): Les Duvaliidae Pavlow (Belemnitida) du Cretacé inférieur Français. – Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, **57:** 131–185, 34 Tab., 5 Taf.; Lyon.

GAIDA, K.-H., KEMPER, E. & ZIMMERLE, W. (1978): Das Oberapt von Sarstedt und seine Tuffe. – Geol. Jb., **A 45:** 43–123, 8 Abb., 11 Tab., 8 Taf.; Hannover.

GLASUNOVA, A. E. (1969): (Einige frühcretazische Belemniten der russischen Tafel). – Trudy vsesnjusnogo nautschissledovatelsnogo geol. Inst., nov. Ser., **130** (= Biostratigraf. Sbornik, 4): 221–244, 4 Taf.; Leningrad.

HALLAM, A. (Ed.) (1973): Atlas of palaeobiogeography. – 531 S.; Amsterdam/London/New York (Elsevier).

HUGHES, N. F. (Ed.) (1973): Organisms and continents through time. – Spec. Pap. Paleont., **12:** 334 S., Pal. Ass.; London.

IMMEL, H. & MUTTERLOSE, J. (1980): Barrême-Cephalopoden aus dem kretazischen Untergrund des Stadtgebietes von Hannover (NW-Deutschland). – Paläont. Z., **54**, 3/4: 241–266; Stuttgart.

JELETZKY, J. A. (1981): Lower Cretaceous diplobelinid belemnites from the Anglo-Paris Basin. – Palaeontology, **24**, 1: 115–145, 5 Taf.; London.

KEMPER, E. (1976): Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete. – 5. Aufl., 206 S., 42 Abb., 13 Tab., 34 Taf.; Nordhorn.

— —, ERNST, G. & THIERMANN, A. (1978): Exkursionsführer zur Exkursion A zum Symposium „Deutsche Kreide" in Münster.

— —, RAWSON, P. F. & THIEULOY, J.-P. (1981): Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of north-west Europe. – Paleontology, **24**, 2: 251–311, 14 Taf.; London.

KOENEN, A. v. (1902): Die Ammoniten des nordwestdeutschen Neocom. – Textbd. 451 S., Tafelbd. 55 Taf.; Berlin.

LILLO BEVIA, J. (1975): Belemnites del sur de Alicante. – Estudios Geologicos, **31:** 385–395, 3 Taf.; Madrid.

MAREK, S. & RACZYNSKA, A. (1978): Paläogeographie der Unterkreide des nordpolnischen Beckens. – In: WIEDMANN, J.

(Ed.): Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, **6:** 447–462, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

MICHAEL, E. (1974): Zur Palökologie und Faunenführung des norddeutschen Unter-Kreide-Meeres. – Geol. Jb., **A 19:** 63 S., 9 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.

— — (1979): Mediterrane Fauneneinflüsse in den borealen Unter-Kreide-Becken Europas, besonders Nordwestdeutschlands. – In: WIEDMANN, J. (Ed.): Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A **6:** 305–321, 4 Abb.; Stuttgart.

MIDDLEMISS, F. A. (1979): Boreal and Tethyan Brachiopods in the European early and middle Cretaceous. – In: WIEDMANN, J. (Ed.): Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A **6:** 351–361, 3 Abb.; Stuttgart.

— — , RAWSON, P. F. & NEWALL, G. (Eds.) (1971): Faunal provinces in space and time. – Geol. J. Spec. Iss., **4:** 236 S.; Liverpool.

MUTTERLOSE, J. (1978): Ontogenie und Phylogenie der Belemnitenart *Hibolites jaculoides* SWINNERTON, 1937 aus dem Hauterivium (Unterkreide) von NW-Deutschland (Sarstedt) und NE-England (Speeton). – Mitt. geol. Inst. Techn. Univ. Hannover, **16:** 37–117, 22 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Hannover.

— — (1979): Vertreter der Unterfamilie Duvaliinae Pavlow (Belemnitida) aus dem Hauterive (Unter-Kreide) von NW-Europa. – In: WIEDMANN, J. (Ed.): Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, **6:** 121–127, 1 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.

— — (1980): Zur Gliederung des Unter-Barrême in NW-Europa mit Hilfe der Unter-Familie Oxyteuthinae STOLLEY (Belemnitida). – Newsl. Stratigr., **3** (3): 238–243, 2 Tab.; Berlin, Stuttgart.

— — (1983): Phylogenie und Biostratigraphie der Unterfamilie Oxyteuthinae (Belemnitida) aus dem Barrême (Unter-Kreide) NW-Europas. – Paläontographica Abt. A, im Druck.

PINCKNEY, G. (1974): The belemnite genus *Acroteuthis* in the late Jurassic and early Lower Cretaceous. – Unveröff. Diss., 239 S., 25 Abb., 10 Taf.; London.

— — & RAWSON, P. F. (1974): *Acroteuthis* assemblages in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of northwest Europe. – Newsl. Stratigr., **3** (3): 193–204, 3 Abb.; Leiden.

RAWSON, P. F. (1971): The Hauterivian (Lower Cretaceous) biostratigraphy of the Speeton Clay of Yorkshire, England. – Newsl. Stratigr., **1**, 4: 61–76, 3 Abb.; Leiden.

— — (1973): Lower Cretaceous (Ryazanian-Barremian) marine connections and cephalopod migration between the Tethyan and Boreal Realms. – In: The Boreal Lower Cretaceous (CASEY, R. & RAWSON, P. F., Eds.), Geol. J. Spec. Iss., **5:** 131–144, 4 Abb.; Liverpool.

— — (1981): Early Cretaceous ammonite biostratigraphy and biogeography. – In: The Ammonoidea (HOUSE, M. R. & SENIOR, J. R., Eds.), Syst. Assoc., spec. vol., **18:** 499–529, 7 Abb.; London/New York.

ROHN, K. P. (1959): Bericht über das Apt-Profil der Tongrube der Ziegelei Gott am Moorberg bei Sarstedt. – Interner Ber. Niedersächs. Landesamt Bodenforsch.; Hannover.

SAKS, V. N. & NALNYAEVA, T. I. (1975): The Berriasian marine faunas, Belemnitida. – In: (The Jurassic-Cretaceous Boundary and the Berriasian Stage in the Boreal Realm. (Ed. SAKS, V. N.), Jerusalem: Israel Progr. Sci. Transl. (Translation of Soviet edition published by NAUKA, Novosibirsk, 1972).

— — & NALNYAEVA, T. I. (1972): Belemnite assemblages from the Jurassic-Cretaceous boundary beds in the Boreal Realm. – In: The Boreal Lower Cretaceous (CASEY, R. & RAWSON, P. F., Eds.), Geol. J. Spec. Iss., **5:** 393–400, 1 Tab.; Liverpool.

SCHWETZOFF, M. S. (1913): Les Bélemnites infracrétacées de l'Abkhasie (Gagry-Soukhoum). – Ann. Géol. Minér. Russie, **15** (2–3): 43–74, 4 Taf.; Novo-Alexandria (Russ. m. franz. Zusammenfassung).

SPAETH, CHR. (1971): Untersuchungen an Belemniten des Formenkreises um *Neohibolites minimus* (MILLER 1826) aus dem Mittel- und Ober-Alb Nordwestdeutschlands. – Beih. geol. Jb., **100:** 127 S., 27 Abb., 1 Tab., 9 Taf.; Hannover.

— — , HOEFS, J. & VETTER, U. (1971): Some aspects of isotopic composition of belemnites and related paleotemperatures. – Geol. Soc. Amer. Bull. **82:** 3139–3150, 13 Abb.

STEVENS, G. R. (1963): Faunal Realms in Jurassic and Cretaceous Belemnites. – Geol. Mag., **100**, (6): 481–497, 8 Abb.

— — (1965): The Jurassic and Cretaceous Belemnites of New Zealand and a review of the Jurassic and Cretaceous Belemnites of the Indo-Pacific Region. – New Zealand geol. Surv., Palaeont. Bull., **36:** 243 S., 43 Abb., 25 Taf.; Wellington.

— — (1973): Cretaceous Belemnites. – In: Atlas of Palaeobiogeography (HALLAM, A., Ed.): 385–401, 5 Tab., 1 Taf.; Amsterdam/London/New York.

STOLLEY, E. (1911): Studien an den Belemniten der unteren Kreide Norddeutschlands. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **4:** 174–191, 2 Taf.; Hannover.

— — (1919a): Die Systematik der Belemniten. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **11:** 1–59, 1 Tab.; Hannover.

— — (1919b): Die Hiboliten und Neohiboliten der unteren Kreide in der Lethaea geognostica. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **12:** 1–20, 1 Taf.; Hannover.

— — (1925): Beiträge zur Kenntnis der Cephalopoden der norddeutschen Kreide. 1. Die Belemniten der norddeutschen unteren Kreide. 2. Die Oxyteuthidae des norddeutschen Neokoms. – Geol. paläont. Abh., N. F., **14:** 177–212, 8 Taf.; Jena.

STOYANOVA-VERGILOVA, M. (1964): Répartition stratigraphique des bélemnites du crétacé inférieur du Bulgarie. – Rev. of the Bulgarian Geol. Soc., **25**, 2: 137–150; Sofia (in Bulg.).

— — (1965a): Nouvelles espèces des belémnites du crétacé inférieur en Bulgarie. – Trav. Géol. Bulgarie, ser. Paléont., **7:** 151–177, 7 Taf.; Sofia (in Franz.).

— — (1965b): Représentants de la sous-famille Duvaliinae PAVLOW (Belemnitida) du crétacé inférieur en Bulgarie. – Trav. Géol. Bulgarie, ser. Paléont., **7:** 179–223, 8 Taf.; Sofia (in Franz.).

— — (1970): Les fossiles de Bulgarie, IVa crétacé inférieur, Belemnitida. – Acad. bulg. Sci. Sofia, 72 S., 4 Abb., 33 Taf.; Sofia.

SWINNERTON, H. H. (1936–1955): A Monograph of British Lower Cretaceous Belemnites. – Palaeontogr. Soc., T. 1–5, 86 S., 18 Taf.; London.

TARKIAN, M. (1968): Bericht über die feinstratigraphische Profilaufnahme und biostratigraphische Aufsammlungen im Barrême und Apt der Gottschen Ziegelei bei Sarstedt. – Interner Ber. Niedersächs. Landesamt Bodenforsch.; Hannover.

VASICEK, Z. (1978a): Untersuchungen an Kreide-Belemniten der schlesischen Einheit (Äußere Karpaten, Tschechoslowakei) I. Teil. – Cas. slez. Muz. Opava (A), **27:** 1–16, 1 Abb., 2 Taf.; Opava.

— — (1978b): Untersuchungen an Kreide-Belemniten der Schlesischen Einheit (Äußere Karpaten, Tschechoslowakei) II. Teil. – Cas. Slez. Opava (A), **27:** 113–123, 1 Taf.; Opava.



Zitteliana	10	309–312	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Les Algues crétacées (Barrémien à Coniacien)

Par

ALAIN-FRANÇOIS POIGNANT*)

Avec 1 figure dans le texte

RÉSUMÉ

Le cortège des Algues rouges est constitué de 27 genres et 78 espèces dont la répartition est analysée. De leur côté, les Algues vertes (Dasycladales) représentent 26 genres et 70 espèces dont la distribution stratigraphique est différente de la précédente. Une analyse plus précise montre le comportement curieux de l'Albien et du Cénomanien. Pour tenter d'expliquer les observations faites, diverses hypothèses sont proposées et discutées.

ABSTRACT

The assemblage of red Algae shows 27 genera and 78 species whose distribution is studied. Green Algae (Dasycladales) are represented by 26 genera and 70 species. Their stratigraphic distribution is different from the preceding one. A more accurate analysis points out a curious phenomenon during Albian and Cenomanian. To attempt to explain the observations made, various hypothesis are proposed and discussed.

KURZFASSUNG

Im Zeitbereich von Barreme bis Coniac treten 27 Gattungen mit 78 Arten von Rot-Algen auf. Ihre Verteilung innerhalb dieses Zeitbereiches wird diskutiert. Die Grün-Algen (Dasycladales) sind mit 26 Gattungen und 70 Arten vertreten. Die stratigraphische Verteilung beider Gruppen ist unterschiedlich. Eine genaue Analyse offenbart eine eigenartige, gegenläufige Häufigkeitsverteilung beider Gruppen während des Alb und Cenomans. Einige Hypothesen zur Erklärung dieses Phänomens werden diskutiert.

A. ALGUES VERTES (DASYCLADALES)

1. GENRES

D'après une bibliographie volontairement limitée aux genres et espèces dont les descriptions et les déterminations sont sans ambiguité et arrêtée à une date donnée, on peut répertorier 26 genres dans les étages compris entre le Barrémien et le Conacien inclus.

Il reste entendu que la répartition des genres est parfois difficile à suivre car certains d'entre-eux semblent se maintenir durant toute la période envisagée sans être nécessairement présents dans tous les étages. Cette remarque est également valable pour l'ensemble des Algues rouges.

Quelques faits remarquables peuvent être soulignés:

3 genres (11%) disparaissent au cours du Barrémien *Actinoporella, Epimastopora* et *Macroporella)*.

12 genres (46%) s'éteignent vers le passage Aptien-Albien *(Acroporella, Angioporella, Crinella, Diplopora, Euspondyloporella, Helioporella, Kopetdagaria, Macroporella, Montenegrella, Pseudoactinoporella, Pseudoclypeina, Suppililiumaella)*.

2 genres (7%) ne franchissent pas la limite Cénomanien-Turonien *(Harlanjohnsonella* et *Linoporella)*.

3 genres (11%) disparaissent à la limite Turonien-Coniacien *(Cylindroporella* et *Triploporella)*.

Il est enfin intéressant de remarquer que 2 genres seulement apparaissent durant le laps de temps considéré et cela à la limite Albien-Cénomanien *(Cymopolia* et *Harlanjohnsonella)*. Ainsi, pour les genres le taux d'apparition durant le laps de temps Barrémien-Coniacien est de 0,07 seulement et le taux de disparition de 0,76.

*) A.-F. POIGNANT, Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Paléontologie des Algues et Invertébrés, 4, place Jussieu, 75230 Paris cédex 05 (France).

2. ESPÈCES

Dans les mêmes conditions de travail, on enregistre 70 espèces correspondant à 149 citations. La répartition est la suivante:

Coniacien: **9**
Turonien: 14
Cénomanien: 17
Albien: 15
Aptien: 40
Barrémien: **54**

ce qui correspond par unité de temps à:

Coniacien: 2
Turonien: 2, 1
Cénomanien: 2, 1
Albien, **1, 8**
Aptien: 5, 7
Barrémien: **9**

EVOLUTION DE LA RÉPARTITION DES ESPÈCES

a	b	c	d	
0	0	9	9	Coniacien
1	5	13	14	Turonien
9	5	8	17	Cénomanien
4	7	11	15	Albien
0	29	40	40	Aptien
29	14	25	54	Barrémien

a: espèces nouvelles
b: espèces disparaissant
c: espèces communes avec au moins l'étage précédent
d: espèces disponibles

Ainsi le taux de renouvellement des espèces, ou encore le rapport $\frac{\text{espèces nouvelles}}{\text{espèces disparaissant}}$ est de 2,07 pour le Barrémien, nul à l'Aptien, de 0,57 pour l'Albien, 1,8 pour le Cénomanien, 0,2 pour le Turonien et nul pour le Coniacien.

Le rapport $\frac{\text{espèces nouvelles}}{\text{espèces citées}}$ donne des indications du même ordre puisqu'il est le suivant: Barrémien: 0,53; Aptien: 0; Albien: 0,26; Cénomanien: 0,52; Turonien: 0,07; Coniacien: 0.

Le rapport $\frac{\text{espèces nouvelles}}{\text{espèces disponibles}}$ fournit de son côte des indications d'ensemble identiques. Barrémien: 0,41; Aptien: 0; Albien: 0,05; Cénomanien: 0,12; Turonien: 0,01 et Coniacien: 0.

Si on envisage le phénomène sur l'ensemble du laps de temps envisagé (Barrémien à Coniacien) on peut retenir, en résumé, que le taux d'apparition des espèces est de 0,72 et le taux de disparition de 1,39. Ainsi le taux de disparition est supérieur au taux d'apparition, mais le processus est moins marqué pour les espèces qu'il ne l'est pour les genres.

B. ALGUES ROUGES

1. GENRES

Dans les mêmes conditions de travail, c'est-à-dire en se limitant aux genres et aux espèces dont les descriptions sont sans ambiguité, on compte 27 genres disponibles. On peut signaler que 15 genres, environ, apparaîtront après le Santonien. On constate ainsi qu'il y a presqu'autant de genres de Rhodophytes que de Dasycladales.

Une analyse plus poussée permet de faire un certain nombre de constations.

Huit genres *(Lithoporella, Marinella, Parachaetetes, Permocalculus, Petrophyton, Pycnoporidium, Solenopora* et *Thaumathopora)* soit 30%, proviennent du Jurassique et se poursuivent au moins durant le laps de temps considéré.

Dix neuf genres *(Agardhiellopsis, Amphiroa, Archaeolithothamnium, Arthrocardia, Corallina, Cruoriella, Dermatholiton, Distichoplax, Elianella, Jania, Kymalithon, Lithophyllum, Lithothamnium, Melobesia, Mesophyllum, Paraphyllum, Peyssonelia, Pseudolithothamnium* et *Solenomeris)* soit 70% apparaissent durant le même laps de temps, du plus ancien *(Archaeolithothamnium* à la base de l'Hauterivien, au plus récent *Distichoplax* à la base du Coniacien). Le taux de renouvellement pour l'ensemble de la période est de 0,70, valeur très proche du taux de disparition des Dasycladales.

Enfin, on peut souligner que 13 genres appartiennent au grand groupe des Corallinacées, groupe de 29 genres fossiles connus de la base du Crétacé au sommet du Néogène (et à l'Actuel): on assiste donc à une véritable éclosion.

Trois genres, soit 11% *(Kymalithon,* au sommet de l'Albien, *Agardhiellopsis,* base du Cénomanien et *Permocalculus,* vers la partie inférieur du Turonien) disparaissent. Le taux de disparition est faible, 0,11, soit exactement la tendance inverse chez les Algues rouges que chez les Dasycladales.

2. ESPÈCES

Il y a 78 espèces distinctes, correspondant à 187 citations. La répartition est la suivante:

Coniacien: **13**
Turonien: 24
Cénomanien: 36
Albien: **46**
Aptien: 37
Barrémien: 31

ce qui correspond par unité de temps à:

Coniacien: **3, 2**
Turonien: 4

Cénomanien: 4, 5
Albien: 5, 7
Aptien: 5, 3
Barrèmien: 5, 2

EVOLUTION DE LA RÉPARTITION DES ESPÈCES

a	b	c	d	
4	9	9	13	Coniacien
2	9	22	24	Turonien
31	16	5	36	Cénomanien
19	4	27	46	Albien
10	1	27	37	Aptien
6	3	25	31	Barrémien

a: espèces nouvelles
b: espèces disparaissant
c: espèces communes avec au moins l'étage précédent
d: espèces disponibles

Ainsi, les taux de renouvellement des espèces, ou encore le rapport $\frac{\text{espèces nouvelles}}{\text{espèces disparues}}$ est de 2 pour le Barrémien, 10 pour l'Aptien, 4,75 pour l'Albien, 1,94 pour le Cènomanien, 0,22 pour le Turonien et 0,44 pour le Coniacien.

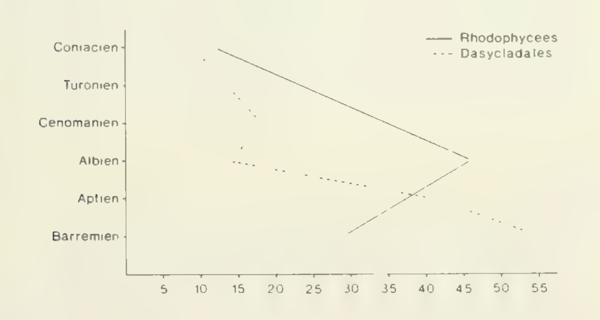
Le rapport $\frac{\text{espèces nouvelles}}{\text{espèces citees}}$ donne des indications légèrement différentes, ce qui confirme l'originalité du Turonien: Barrémien: 0,19; Aptien: 0,27; Albien: 0,41; Coniacien: 0,86; Turonien: 0,08 et Coniacien: 0,30.

Le rapport $\frac{\text{espèces nouvelles}}{\text{espèces disponibles}}$ confirme le point de vue précédent: Barrémien: 0,07; Aptien: 0,12; Albien: 0,24; Cénomanien: 0,39; Turonien: 0,02; et Coniacien: 0,05.

Pour l'ensemble du laps de temps considéré (Barrémien à Coniacien), on peut remarquer que le taux d'apparition des espèces est de 0,92 et le taux de disparition de 0,53. Ainsi le taux d'apparition est supérieur au taux de disparition: le processus est moins marqué pour les espèces qu'il ne l'est pour les genres, et surtout il évolue en sens inverse pour les Algues rouges que pour les Dasycladales.

C. ENSEMBLE DES ALGUES ROUGES ET DES DASYCLADALES

Répartition des espèces citées: Barrémien: 25,3 %; Aptien: 22,9 %; Albien: 18,2 %; Cénomanien: 15,2 %; Turonien: 11,3 % et Coniacien: 6,5 %. La chute du nombre des espèces citées est permanente. De son côte, le rapport $\frac{\text{Algues rouges citées}}{\text{Dasycladales citées}}$ est de 1,25 pour les espèces (soit encore 55,6 % d'Algues rouges). Il est de 1,03 pour les genres (51 % d'Algues rouges) et de 1,11 pour les espèces disponibles (53 % d'Algues rouges); l'equilibre est presque atteint mais le détail est plus intéressant à suivre: Barrémien: 0,57; Aptien: 0,92; Albien: 3,06; Cénomanien: 2,11; Turonien: 1,71; Coniacien: 1,44; on remarque ainsi un grand déséquilibre entre le Barrémien et l'Albien. On assiste ainsi véritablement à l'éclosion des Corallinacées.



A titre d'exemple, le rapport R/C (Rhodophycées, Chlorophycées) est, actuellement de 2,2 à La Hougue/Cherbourg ou de 2,6 à Ste Honorine des Pertes (Calvados) mais de 5 à Sercy et 6 à Aurigny, selon que le mode est battu ou abrité.

La représentation par graphique illustre fort bien l'essentiel de la période envisagée. Jusqu'à l'Albien inclus, on constate une concurrence très nette entre les Algues rouges et les Dasycladales, les courbes sont exactement en sens opposé puis à partir de l'Albien le phénomène change totalement de nature avec deux courbes presque parallèles, c'est-à-dire que l'on assiste à une diminution des deux cortèges d'Algues. Les observations faites au cours du Cénozoïque montrent que le phénomène va à nouveau s'inverser avec une concurrence impitoyable entre les deux grands types d'Algues, concurrence qui ira jusqu'à la quasi-disparition des Dasycladales de nos jours. Expansion et déclin résument cette période.

Les explications doivent être cherchées, mais elles ne sont pas toutes satisfaisantes. Il y a, c'est certain, des processus évolutifs complexes qui nous échappent presque totalement, en particulier en ce qui concerne l'importante éclosion des Corallinacées vers la fin de l'Aptien. Il y a, c'est non moins certain, une concurrence écologique très nette, puisqu'on ne trouve jamais ou presque les deux mêmes types d'Algues dans les mêmes milieux: on ne fait peut-être alors que décaler le problème puisqu'il faut alors suivre l'évolution des plates-formes carbonatées dont le type sédimentologique se modifie de façon nette entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur, ou encore au cours du Crétacé moyen dans la conception qui a été utilisée ici.

Il faut enfin préciser qu'un aspect particulier n'a pas été retenu ici, il s'agit du taux d'occupation ou encore du nombre d'individus par unité de surface, donnée difficile à obtenir mais qui peut modifier sensiblement et localement le raisonnement; dans ce cas, c'est essentiellement l'aspect paléoécologique qui devra être retenu.

Il semble, compte tenu des informations susceptibles d'être réunies, que l'on puisse assez bien maîtriser le raisonnement qui intéresse l'évolution du cortège algal en liaison avec les conditions de sédimentation, mais des recherches délicates restent à faire en ce qui concerne la brusque accélération de l'évolution des Corallinacées à l'Albien et au passage Aptien-Albien.

BIBLIOGRAPHIE

BASSOULLET, J. P., BERNIER, P., CONRAD, A. M., DELOFFRE, R. et JAFFREZO, M. (1978): Les Algues dasycladacées du Jurassique et du Crétacé. – Géobios. Mém. Sp., **2**, 330 p., 2 tabl., 40 pl.

BELLAN-SANTINI, D. (1969): Contribution à l'étude des peuplements infralittoraux sur substrat rocheux. – Trav. St. Marine Endoume, fasc. 63, n° 47, 294 p., 95 fig.

DUGLET, A. (1975): Contribution à l'étude qualitative et quantitative de la macroflore algale benthique de la Manche orientale. – Dt 3ème cycle, Caen.

POIGNANT, A. F. (1981): Les Algues calcaires au Crétacé moyen. – Cretaceous Research, **2**, 187, 195.

— — (1981): Les Algues du Crétacé moyen: tendances générales. Cretaceous Research, **2**, p. 503.

— — (1982): Dasycladales et Rhodophycées du Crétacé au Miocène: aspects quantitatifs et coupures. – IXème Réunion Ann.Sciences Terre, Paris, p. 515.

— — (1982): Les Algues du Crétacé au Miocène; quelques aspects quantitatifs. – 107ème Congrès Soc. Savantes, Brest, 5 p. (à paraître).

— — (1982): Les Algues turoniennes. – (Colloque sur le Turonien) Mém. M. N. Hist. Natur., **XLIX**, p. 197.

Zitteliana	10	313–316	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Les Ostracodes du Cénomanien et du Turonien des régions stratotypiques. Relations avec les faunes mésogéennes

Par

RENÉE DAMOTTE*)

Avec 1 figure dans le texte et 2 tableaux

RÉSUMÉ

Les Ostracodes du Cénomanien de la région type ont été récemment étudiés grâce à trois sondages. Dès la base du Cénomanien, la faune d'Ostracodes montre une association comprenant des espèces connues en Europe du Nord et des espèces à affinités mésogéennes. Le Turonien de la région type ne comprend que des espèces d'Ostracodes à affinités mésogéennes, aucune espèce du Turonien crayeux de l'Est du Bassin de Paris n'y est présente.

ABSTRACT

Cenomanian Ostracods from the type country were recently studied in three boreholes. Since the lower Cenomanian, the Ostracod fauna show species well known in the North of Europe and species known in the South province with mesogean affinities. The type country Turonian contains only mesogean species, without species known in the chakly Turonian from the eastern Paris Basin.

KURZFASSUNG

Von der Typregion des Cenomans wurden die Ostracoden aus drei Bohrungen untersucht. Das Unter-Cenoman zeigt eine Ostracoden-Vergesellschaftung mit bekannten Arten aus Nordeuropa zusammen mit südlichen, mediterranen Formen. Das Turon der Typregion dagegen enthält nur Arten aus den südlichen Regionen und keine Arten wie sie aus dem kreidig-kalkigen Turon des östlichen Pariser Becken bekannt sind.

INTRODUCTION

Deux études pluridisciplinaires ont été réalisées sur le Cénomanien et le Turonien des régions stratotypiques, Sarthe et Touraine, régions situées toutes deux dans l'Ouest du Bassin de Paris (France). Les résultats concernant les Ostracodes vont être présentés brièvement ici, surtout dans l'optique de la comparaison de ces faunes avec celles connues dans l'Europe du Nord et dans la province mésogéenne.

*) R. DAMOTTE, Laboratoire associé au C.N.R.S. n° 319: Stratigraphie comparée et Laboratoire de Micropaléontologie de l'Université Pierre et Marie Curie, 4 Place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05, France.

CÉNOMANIEN

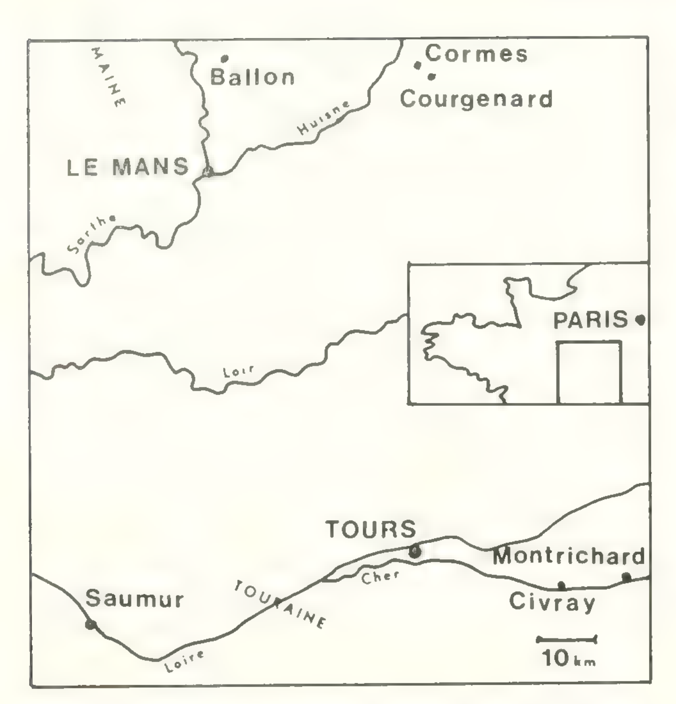


Fig. 1. Carte simplifiée de la région étudiée (Sarthe & Touraine, Ouest du Bassin de Paris.

L'étage Cénomanien a été créé par A. D'ORBIGNY en 1847, sans citation précise de stratotype, le nom de Cénomanien provenant de la ville du Mans (Sarthe). P. JUIGNET (1974) a retenu comme région type celle située au Nord-Est du Mans, entre le Mans, Ballon, Théligny et Saint-Calais. Le Cénomanien étant mal visible à l'affleurement, trois sondages ont été réalisés lors de la préparation du Congrès Géologique International de 1980: à Ballon, Courgenard et Cormes (Sarthe).

Le sondage réalisé à Ballon a permis d'étudier le passage Albien-Cénomanien et un Cénomanien inférieur, épais de 40 mètres environ, composé, d'alternances de marnes plus ou moins silteuses, argileuses ou sableuses selon les niveaux.

La faune d'Ostracodes y est assez abondante et bien conservée. A la base se trouve une association caractéristique du Cénomanien: *Cytherella* gr. *ovata* (ROEMER), *Mandocythere lapparenti* (DAMOTTE & GROSIDIER), *Cornicythereis larivourensis* (D. et G.), *Mauritsina dordoniensis* (DAMOTTE), *Veenia tenera* (DAMOTTE), *Platycythereis minuita* (DAMOTTE), *Neocythere vanveeni* MERTENS, *Cythereis (Rehacythereis) religata* DAMOTTE, *Bairdia pseudoseptentrionalis* (MERTENS), *Matronella matronae* (DAMOTTE & GROSDIDIER), *Veenia ballonensis* DAMOTTE & GROSDIDIER, *Schuleridea jonesiana* (BOSQUET), *Schuleridea tumescens* DAMOTTE et des espèces nouvellement décrites dans ces niveaux inférieurs du Cénomanien inférieur: *Dumontina sarthae* DAMOTTE et *Cornicythereis mainensis* DAMOTTE, *Golcocythere* sp. 48.

A ces espèces présentes dès la base du Cénomanien inférieur s'ajoutent dans les niveaux un peu plus élevés du Cénomanien inférieur: *Cythereis (Rehacythereis) fournetensis* DAMOTTE, *Pterygocythere rati* DAMOTTE, *Veenia ? porrecta* COLIN, *Neocythere elongata* COLIN et des espèces récemment décrites dans ces niveaux: *Cythereis (Rehacythereis) posteroglabra* DAMOTTE et *Kamajcythereis occidentalis* DAMOTTE.

Dans le sondage de Courgenard, au-dessus des grès du sommet du Cénomanien inférieur, le Cénomanien moyen montre une alternance de marnes, avec passages gréseux et sableux, épaisse d'environ 25 mètres et surmontée des sables du Perche (niveau supérieur du Cénomanien moyen).

La faune d'Ostracodes du Cénomanien moyen diffère peu de celle du Cénomanien inférieur; on peut y citer principalement: *Cythereis (Rehacythereis) religata, Schuleridea tumescens, Cythereis (Rehacythereis) fournetensis, Mauritsina cladechensis* (DAMOTTE), *Mauritsina dordoniensis, Pterygocythere rati, Veenia ballonensis* (rares), *Kamajcythereis dorsispinata* (DAMOTTE), *Neocythere elongata, Dumontina cereensis* (DAMOTTE), *Hazelina damottae* COLIN, *Spinoleberis petrocorica* (DAMOTTE).

Le sondage de Cormes a permis de reconnaître au-dessus de l'Albien, un Cénomanien inférieur épais seulement d'une douzaine de mètres. La faune d'Ostracodes y est peu abondante, avec la présence de: *Veenia ballonensis, Cornicythereis larivourensis, Mandocythere lapparenti, Centrocythere denticulata* MERTENS et *Neocythere vanveeni.*

TURONIEN

Le terme de Turonien a été créé par A. D'ORBIGNY en 1847; il n'a pas indiqué de localité type précise mais simplement que la région type était la région comprise entre Saumur et Montrichard. En 1959, G. LECOINTRE a proposé de retenir comme coupe type celle de la vallée du Cher entre Frétevou et Saint-Georges-sur-Cher. Un sondage réalisé à Civray-de-Touraine, par le Muséum National d' Histoire Naturelle de Paris, a traversé la totalité du Turonien épais de 110 mètres environ.

Lors du Colloque sur le Turonien (1981), une étude pluridisciplinaire a été réalisée sur ce sondage et sur des affleurements du Saumurois, les résultats concernant les Ostracodes vont être résumés ici.

Dans le sondage de Civray-de-Touraine, au-dessus du Cénomanien, trois associations d'Ostracodes ont pu être reconnues:

– à la base: *Hazelina divisa* (DAMOTTE), *Spinoleberis petrocorica* (DAMOTTE), *Cythereis (Rehacythereis) fournetensis* (DAMOTTE), *Trachyleberidea geinitzi* (REUSS), *Imhotepia* sp. 80, *Cythereis (Rehacythereis) civrayensis* DAMOTTE;

– une seconde association assez peu abondante: *Pterocythere pulvinata* DAMOTTE, *Asciocythere polita* DAMOTTE, *Dordoniella turonensis* DAMOTTE, *Hazelina divisa;*

– une association supérieure: *Veenia donzei* BABINOT, *Veenia* sp. 15, *Asciocythere polita, Cythereis (Rehacythereis),*

grekovi Damotte, *Golcocythere turonensis* Damotte, *Neocythere verbosa* (Damotte), *Mauritsina cuvillieri* (Damotte), *Dordoniella turonensis.*

Au-dessus se trouvent les premiers niveaux coniaciens.

Les affleurements du Saumurois ont livré une microfaune d'Ostracodes peu abondante:

– à la base, dans la craie marneuse à *Mammites nodosoides: Trachyleberidea geinitzi, Spinoleberis petrocorica, Cythereis (Rehacythereis) fournetensis, Cythereis (Rehacythereis) civrayensis, Imhotepia* sp. 81, *Pterygocythere pulvinata;*

– dans le tuffeau de Saumur, zone à *Kamerunoceras turonensis: Spinoleberis petrocorica, Trachyleberidea geinitzi;* dans la zone à *Romaniceras kallesi:* mêmes espèces plus *Asciocythere polita;*

– dans les sables glauconieux: *Asciocythere polita, Cythereis (Rehacythereis) grekovi, Dordoniella turonensis, Golcocythere turonensis, Hazelina divisa, Mauritsina cuvillieri, Neocythere verbosa, Planileberis praetexta* (Damotte).

Cette dernière association correspond à celle des niveaux les plus élevés du sondage de Civray (sous le Coniacien), ce qui permet de penser que le Turonien supérieur est bien présent dans le Saumurois.

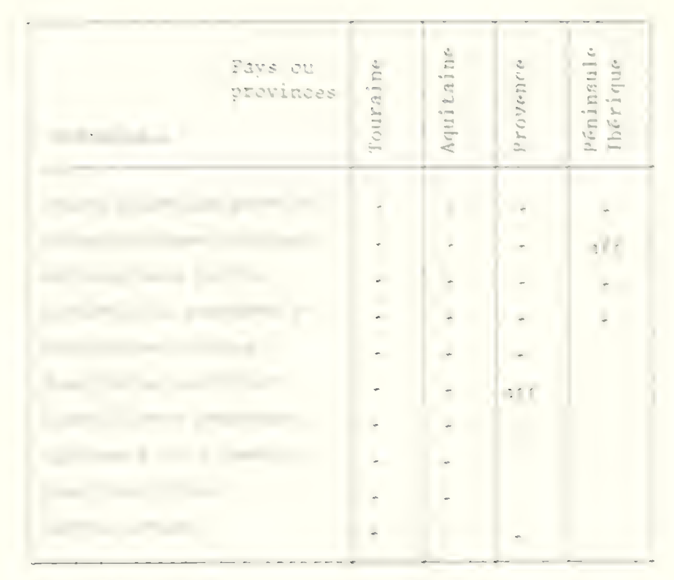
RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES ESPÈCES DU CÉNOMANIEN ET DU TURONIEN (STRATOTYPES) – RELATION AVEC LES FAUNES D'EUROPE DU NORD ET DE LA RÉGION MÉSOGÉENE

Le répartition des principales espèces d'Ostracodes cénomaniennes et turoniennes de la Sarthe et de Touraine est résumée sur les deux tableaux suivants (1 et 2).

Les associations du Cénomanien inférieur de Ballon et du Cénomanien moyen de Courgenard présentent un mélange d'espèces connues dans la Sarthe, dans l'Est du Bassin de Paris

Pays ou provinces / Ostracodes	Allemagne	Angleterre	Est du Bassin de Paris	Ouest du Bassin de Paris	Aquitaine	Provence	Péninsule Ibérique
Mandocythere lapparenti		+	+	+			
Neocythere vanveeni	+	+	+	+			+
Centrocythere denticulata	+	+	+	+			cf.
Cornicythereis larivourensis	+	+	+	+	+		
Bairdia pseudoseptentrionalis	+	+	+	+	+	+	+
Matronella matronae	+	+	+	+	+		
Schuleridea jonesiana	+	+	+	+			cf.
Veenia ballonensis			+	+		aff	aff
Pterygocythere rati				+	+	+	
Kamajcythereis dorsispinata				+	+	+	cf.
Neocythere elongata				+	+		cf.
Schuleridea tumescens				+	+		aff
Hazelina damottae				+	+	+	
Spinoleberis petrocorica				+	+	+	+
Veenia tenera				+	+		
Cythereis (R.) fournetensis				+	+		
Platycythereis minuita				+	+		
Veenia? porrecta				+	+		+
Mauritsina cladechensis				+	+		
Mauritsina dordoniensis				+	+		
Cythereis gr. religata				+			

Tableau 1. Répartition géographique des principales espèces d'Ostracodes du Cénomanien inférieur et moyen de la Sarthe (région type).



Pays ou provinces	Touraine	Aquitaine	Provence	Péninsule Ibérique
[illegible]	+	+	+	+
[illegible]	+	+	+	aff
[illegible]	+	+	+	+
[illegible]	+	+	+	+
[illegible]	+	+	+	
[illegible]	+	+	aff	
[illegible]	+	+		
[illegible]	+	+		
[illegible]	+	+		
[illegible]	+		+	

Tableau 2. Repartition géographique des principales espèces d'Ostracodes du Turonien de Touraine (région type).

et en Europe du Nord (Allemagne et Angleterre), et d'espèces connues dans la province Aquitaine-Provence à affinités mésogéennes, certaines espèces ayant même été signalées en Péninsule Ibérique.

Dès la base du Cénomanien, des espèces à affinités mésogéennes sont donc présentes dans l'Ouest du Bassin de Paris.

Le sondage de Cormes, par contre, n'a révélé que des espèces connues dans l'Est du Bassin de Paris et la province de l'Europe du Nord. Bien que la faune soit peu abondante, cela montrerait que la limite de pénétration de ces faunes à affinités mésogéennes se situerait vers une ligne Ballon-Courgenard, Cormes étant situé très légèrement au Nord de cette ligne.

La faune du Turonien de la région type (Touraine) ne contient pas d'espèces connues dans la craie turonienne de l'Est du Bassin de Paris. Cette faune appartient à la province à affinités mésogéennes qui s'étend, en France, de la Touraine à la Provence en comprenant l'Aquitaine; des affinités avec les faunes de la Péninsule Ibérique sont également sensibles. Bien que faisant partie géographiquement du Bassin de Paris, la Touraine appartenait, au Turonien, à une province biogéographique plus méridionale.

Il faut noter que ces différences de faunes entre l'Est et l'Ouest du Bassin de Paris sont probablement dues à des conditions climatiques un peu différentes, car génériquement, les faunes sont voisines et leur écologie devrait être peu différente; tous ces genres sont des formes benthiques peu profondes (milieu probablement circalittoral).

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

ALCAYDE, G. (1980): Turonien in «Les étages français et leurs stratotypes (coordonné par C. CAVELIER et J. ROGER). Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, n° **109**, p. 139–144.

BABINOT, J. F. (1980): Les Ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Travaux du Laboratoire de Géologie Historique et de Paléontologie de l'Université de Provence, Marseille, n° 10, 634 p., 53 pl.

BABINOT, J. F., COLIN, J. P., DAMOTTE, A. & DONZE, P. (1978): Les Ostracodes du Cénomanien français: mise au point biostratigraphique et paléogéographique. Géologie méditerranéenne, vol. **5**, n° 1, p. 19–26.

COLIN, J. P. (1973): Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé supérieur de la région de Saint-Cyprien (Dordogne). Thèse Doctorat 3ème Cycle, Université de Paris, 285 p., 27 pl.

— — (1973b): Nouvelle contribution à l'étude des Ostracodes du Crétacé supérieur de Dordogne (S. O. France). Paleontographica, A, **145**, 1-3, p. 1-38, 6 pl.

— — (1974): Contribution à l'étude des Ostracodes du Crétacé supérieur de Dordogne. Géobios, vol. **7**, n° 1, p. 19–42, 3 pl.

DAMOTTE, R. (1962): Quelques Ostracodes du Turonien inférieur de Touraine. Revue de Micropaléontologie, vol. **5**, n° 3, p. 191–205, 3 pl.

— — (1971a): Contribution à l'étude des Ostracodes marins dans le Crétacé du Bassin de Paris. Mémoire Société Géologique de France, NIle série, n° **113**, 152 p., VIII pl.

— — (1971b): Quelques Ostracodes du Cénomanien de Dordogne et de Touraine. Revue de Micropaléontologie, vol. **14**, n° 1, p. 3–20, 3 pl.

DAMOTTE, R., BABINOT, J. F. & COLIN, J. P. (1981): Les Ostracodes du Crétacé moyen européen. Cretaceous Research, vol. **2**, n° 3-4, p. 277–306.

DAMOTTE, R., JUIGNET, P., KENNEDY, W. J., FAUCONNIER, D., MAGNIEZ, F., MANIVIT, H.; MONCIARDINI, C. & ODIN, G. (en cours de publication): La limite Albien-Cénomanien dans la Sarthe. Etude de trois sondages dans la région type du Sénonien.

JUIGNET, P. (1974): La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricain: Aptien, Albien, Cénomanien de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomanien. Thèse de Doctorat es Sciences, Université de Caen, 806 p., 28 pl.

JUIGNET, P. (1980): Cénomanien in «Les étages français et leurs stratotypes» (coordonné par C. Cavelier et J. Roger). Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, n° **109**, p. 130–138.

LECOINTRE, G. (1959): Le Turonien dans sa région type, la Touraine. Colloque sur le Crétacé supérieur français. Compte rendu du Congrès des Sociétés Savantes, Gauthier-Villars Ed., p. 415–424.

ROBASZYNSKI, F., ALCAYDE, G., AMEDRO, F., BABILLOT, G., DAMOTTE, R., FOUCHER, J. C., JARDINE, S., LEGOUX, O., MANIVIT, H., MONCIARDINI, C. & SORNAY J. (1982): L'étage Turonien dans sa région type. Colloque sur le Turonien. Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris 1981 et Bulletin des Centres de Recherches Exploration Production ELF-Aquitaine (à l'impression).

Zitteliana	10	317–347	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Zur Biogeographie der europäischen Oberkreide-Bryozoenfauna

Von

EHRHARD VOIGT*)

Mit 3 Abbildungen, 5 Tafeln und 1 Tabelle

KURZFASSUNG

Es wird erstmals der Versuch unternommen, die Bryozoenfauna der europäischen Oberkreide daraufhin zu überprüfen, ob auch bei ihr, ebenso wie bei anderen Fossilgruppen, eine klimatisch motivierte Differenzierung in meridionale „südliche" „Tethys"-Formen und mehr „boreale" bzw. „nördliche" Faunenelemente im mittel- oder nordeuropäischen Bereich festzustellen ist.

Die Untersuchung ergab, daß sich zwischen dem tethydisch faunistisch stark beeinflußten aquitanischen Becken in Südfrankreich und dem heute von ihm getrennten SW-Zipfel des Pariser Beckens (Touraine, Dép. Indre-et-Loire, Loir-et-Cher) einerseits und dem übrigen Pariser Becken andererseits eine auch faziell bedingte, wenn auch während der verschiedenen Kreidestufen fluktuierende Faunenscheide befindet. Diese trennt einen nördlichen von einem südlich davon gelegenen Bereich, der über das alpidisch gefaltete Gebiet der eigentlichen Tethys weiter nach Norden hinausreicht und der auch sonst durch das Vorkommen südlicher Faunenelemente (Großforaminiferen, Rudisten, Korallen) charakterisiert ist. Auf die Tethys beschränkte Bryozoenfaunen sind selten, meist schlecht erhalten und daher wenig bekannt (Coniacium von Villamartin, Maastrichtium von Olazagutia in der südlichen Pyrenäenkreide neben der altbekannten, aber wenig typischen ostalpinen Gosau-Fauna und kleinen Faunen im nordafrikanischen Mediterrangebiet).

Das an den Südbereich nördlich angrenzende Schreibkreide-Areal des englisch-französischen Kreidebeckens und des norddeutsch-dänisch-baltischen Gebietes mitsamt seiner Flachwasser-Randfazies in Westfalen, im subherzynen Bekken und in Schonen beherbergt demgegenüber sehr viele aus dem Südbereich nicht bekannte Genera und Spezies.

Auf Grund dieser sehr markanten Faunenunterschiede werden daher charakteristische, meist erekte Bryozoen vorerst als „Nord"- und „Süd"-Arten bezeichnet und zum Teil abgebildet, (darunter auch eine Anzahl Originale von D'ORBIGNY und GOLDFUSS). Ihre Zahl könnte erheblich vermehrt werden. Die große Menge inkrustierender und sonstiger merkmalsarmer Arten sowie neue Taxa, mußten ebenso wie die Fauna der mediterran beeinflußten sächsisch-böhmischen Kreide noch unberücksichtigt bleiben. Die Obermaastrichtium-Faunen des Cotentin (Manche) und der holländischen Maastrichter Tuffkreide werden hinsichtlich ihrer Herkunft (Einwanderung, z. T. von S oder vom Atlantik oder endemisch) diskutiert.

Neu aufgestellt wird das Cheilostomata-Genus *Heteroconopeum,* das von Mittelfrankreich bis nach Tunis und Nigeria verbreitet ist.

ABSTRACT

For the first time, an attempt is made to investigate the European Upper Cretaceous bryozoan fauna as to whether there exists a difference between meridional Tethys-forms and "boreal" or rather middle- to north European taxa as known from other faunal elements. There is evidence that, at least, two marked provinces may be distinguished. Between the Aquitanian basin in South France, the fauna of which is highly influenced by the Tethys, and the southwest corner of the Paris-basin (Touraine, Dép. Indre-et-Loire, Loir-et-Cher), a facies-conditioned boundary exists, which fluctuated considerably during Upper Cretaceous stages. This boundary separates the southern area, which extends much to the north of the Alpine orogenetic belt and includes the Aquitaine- and the Provence-basins and the southwestern border of the Paris-basin, from the northern "boreal" or middle European region.

Bryozoan faunas confined to the Tethys realm proper are rare, mostly badly preserved and little known (Coniacian of Villamartin, Maastrichtian of Olazagutia in the southern Py-

*) E. VOIGT, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität Hamburg, Bundesstraße 55, D-2000 Hamburg 13.

reneans, in addition to the rather atypical Gosau-bryozoan fauna within the East-Alps, known for a long time as well as the smaller faunas in the Mediterranean belt of North Africa and Asia).

In the white-chalk region including the Anglo-Parisian basin and the adjoining chalk area of North Germany, Denmark and the Baltic region, with their marginal facies in Westfalia, in the subhercynian basin and in South Scandinavia, many genera and species have lived, not recorded within the southern area. Based upon these very significant faunal diversity, a considerable number of characteristic erect bryozoans are preliminarily elected as "North" and "South" species and are illustrated on pls. 1–5, among which several holotypes of d'Orbigny and Goldfuss are figured. Their number could be augmented considerably. The great majority of incrusting and other forms lacking characteristic criteria and all the new species could not be considered as well. The fauna of the Saxonian-Bohemian Cretaceous showing much Tethydian influence, is also excluded. The Upper Maastrichtian fauna of the Cotentin (Manche) and the Dutch Maastrichtian chalk tuff are discussed with regard to their origin (immigration from the south, the Atlantic or via endemism).

The new cheilostomatous genus *Heteroconopeum* is established.

INHALT

1. EINFÜHRUNG

Die Bryozoenfaunen der oberen Kreide sind auf der Erde sehr ungleichmäßig verteilt; die weitaus größte Zahl aller bekannten Taxa stammt aus den kretazischen Schelfmeeren im Norden der Tethys. Demgegenüber haben die übrigen Kontinente nur sehr wenig Bryozoenfaunen geliefert.

Angesichts des überaus reichen aus Europa vorliegenden Materials erhebt sich die Frage, ob und wie weit die Bryozoen ebenso wie die Foraminiferen, Korallen, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Ammoniten der Oberkreide eine klimatisch bedingte, unterschiedliche biogeographische Verbreitung erkennen lassen, d. h., ob auch hier „boreale", beziehungsweise „mittel"- oder „nordeuropäische" Arten oder Gattungen „südlichen" oder meridionalen „Tethysformen" gegenüberstehen. Obwohl sich z. B. die reiche campane Bryozoenfauna der sog. schwedischen Trümmerkreide von der gleichaltrigen Fauna des aquitanischen Beckens in Südfrankreich auffallend unterscheidet oder die neritische Bryozoenfauna des Santoniums am SW-Rand des Pariser Beckens sehr charakteristische Unterschiede gegenüber der äquivalenten Fauna der subherzynen Kreide aufweist, ist noch niemals versucht worden, diese Unterschiede näher zu präzisieren und auf ihre möglicherweise biogeographisch, klimatisch oder faziell bedingten Ursachen hin zu untersuchen.

Wenn hier erstmalig ein solcher Versuch unternommen wird, so besteht kein Zweifel darüber, daß künftige Arbeiten die hier vorgelegten Ergebnisse, besonders im Hinblick auf die noch weitgehend unbearbeiteten und z. T. gewiß noch unentdeckten Tethysbryozoenfaunen, modifizieren werden.

Um den zahllosen nicht nur in der älteren Literatur vorhandenen Irrtümern aus dem Wege zu gehen, beruhen die hier gemachten Angaben sowohl fast ausschließlich auf eigenen Aufsammlungen und Art-Identifizierungen als auch auf der Kontrolle und auf photographischen Aufnahmen sämtlicher noch auffindbarer Typen älterer Autoren. Nicht durch einwandfreie Abbildungen belegte Angaben in der Literatur wurden daher nicht berücksichtigt.

Den sehr zahlreichen Fachgenossen und Sammlern des In- und Auslandes, die seit 6 Jahrzehnten meine Arbeiten durch Überlassung von Material, das Ausleihen von Originalen oder Führung im Gelände unterstützt haben, und die hier nicht alle namentlich genannt werden können, gebührt mein besonderer Dank. Der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT bin ich für die langjährige Förderung meiner Bryozoenarbeiten zu besonderem Dank verpflichtet, ebenso wie Herrn Dipl.-Geol. H. Ernst (Hamburg) für die Anfertigung der REM-Aufnahmen.

2. BIOGEOGRAPHISCHE PROVINZEN IN DER EUROPÄISCHEN OBERKREIDE

Die seit langem übliche Gegenüberstellung einer europäischen nördlichen ,,borealen" und südlichen ,,mediterranen" Tethysprovinz (Jeletzky 1948) stößt neuerdings hinsichtlich der Bezeichnung ,,boreal" auf Kritik, da mit diesem Ausdruck leicht die Vorstellung eines kühlen Klimas verbunden wird, was für die gemäßigt temperierte bis zeitweise subtropische Oberkreide dieses Gebietes gewiß nicht zutrifft und arktische Einflüsse, wie viel weiter im Osten, hier nicht nachweisbar sind. Ohne auf die Diskussion über die zweckmäßige paläobiogeographische Zonierung der Oberkreideablagerungen im einzelnen hier einzugehen, verwenden wir hier den Begriff ,,nordeuropäisch" im Sinne von Kauffman (1973: 367) für das außertethydische Oberkreidegebiet. Wenn die Nordgrenze des Tethysreiches auf Kauffmans biogeographischer Welt-Karte der Kreide (Kauffman 1973: 355) SW – NE diagonal die Mitte der Pyrenäen quert und die beiden in der vorliegenden Arbeit wichtigsten Fundstellen der südlichen Pyrenäenkreide Villamartin (Coniacium) und Olazagutia (Maastrichtium) nördlich der Mediterranprovinz zu liegen kommen, so erklärt sich das wohl nur als ein Zeichenfehler.

Wie noch im Detail zu begründen sein wird, entspricht die Nordgrenze der Tethys in dem in dieser Arbeit behandelten Gebiet der Alpen und Pyrenäen jedoch keineswegs auch der nördlichen Verbreitungsgrenze der hier als ,,Süd"-Arten angesehenen Taxa, die z. B. im aquitanischen Becken in Südfrankreich viel weiter nach Norden reichen und selbst bis zum SW-Rand des Pariser Beckens (Touraine, Dép. Indre-et-Loire, Loir-et-Cher) und in der Kreide der Vendée noch nachzuweisen sind. Durch das Vorkommen zahlreicher Rudisten, Nerineen und Großforaminiferen und das fast gänzliche Fehlen der Belemniten erweist sich das aquitanische Becken bis an seinen Nordrand ohnehin als stark mediterran beeinflußt. Nach Delpey (1940) war hier das Klima warm ,,chaud, voir tropical", wenn dieses Becken auch in mancher Hinsicht eine Sonderstellung einnimmt (Freneix 1960: 751), während das Pariser Becken, besonders im Norden, unter ,,borealem"



Abb. 1. Karte der wichtigsten im Text angegebenen Bryozoen-Fundorte (Auswahl).
Von Kreisen umgebene Punkte bedeuten die Lage zahlreicher eng benachbarter Lokalitäten. Die Linie bezeichnet die ungefähre Grenze zwischen dem hier unterschiedenen südlichen und nördlichen faunistischen Bereich (vgl. S. 320), ihre Ausbuchtung nach S folgt etwa dem S-Rand des Anglo-Pariser Beckens und der Mitteleuropäischen Insel der Oberkreidezeit. Angesichts der stark wechselnden Meeresverbreitung während der Oberkreide mußte auf die Eintragung paläogeographischer Grenzen verzichtet werden.

Einfluß stand. Demgegenüber sind die Vendée und das Gebiet der Basse Loire nicht boreal beeinflußt (BASSE de MENORVAL 1960: 799). Das reiche Bryozoenmaterial, das ich von Herrn J. M. VIAUD (Angers) von bisher unbekannten Bryozoenfundstellen der Vendée erhalten habe und sehr enge Beziehungen zum SW-Rand des Pariser Beckens, nicht jedoch zur nordeuropäischen Provinz aufweist, spricht auch für diese Auffassung.

Die Maastrichtium-Fauna des isolierten kleinen Kreidegebietes der Halbinsel Cotentin (Manche) ist hinsichtlich der Ammoniten – obwohl verarmt – vom ,,Type aquitain" (SORNAY in BASSE de MENORVAL [1960: 801]) und weist, was die Bryozoenfauna betrifft, ebenso wie die Fauna der Maastrichter Tuffkreide mehr ,,südliche" oder ,,atlantische" Züge auf (Tab. 1).

So zeichnet auch CHRISTENSEN (1976: 114, Fig. 1) das aquitanische Becken in engster Verbindung mit der Tethys-Region, und nach WIEDMANN, BUTT & EINSELE (1982: 367. Abb. 1) öffnet sich das aquitanische Becken direkt nach S über das vascogotische in das präsubbetische Becken.

Da sich im obersten Unter-Campanium die Belemnitenfaunen der zentralrussischen Subprovinz und der zentraleuropäischen Subprovinz vermischen, nimmt CHRISTENSEN (1976: 121) für Südschweden eine Überschneidung beider Provinzen an. Ob die Besonderheit der dortigen campanen Bryozoenfauna damit zusammenhängt oder endemisch zu erklären ist, bleibt mangels ähnlicher Bryozoen-Faunen innerhalb der zentralrussischen Subprovinz eine offene Frage. Hinsichtlich der Paläogeographie dieses Gebietes sei auf die Darstellungen von PLAZIAT (1981) verwiesen.

2.1 DER NÖRDLICHE BEREICH

Wenn hier eine zoogeographische Charakteristik einzelner Bryozoenarten beabsichtigt wird, so kann dies bei dem ständigen Fluktuieren der Verbreitungsgrenzen natürlich nur jeweils im Rahmen der einzelnen noch zu behandelnden Oberkreidestufen geschehen, aus denen die betreffenden Taxa bekannt sind. Vorher aber erscheint es notwendig, einiges Allgemeine über die Bryozoenfaunen des nördlichen und südlichen Bereiches, wie wir der Einfachheit halber die beiden großen Faunenprovinzen künftig nennen wollen, vorauszuschicken. Die von uns dem einen oder anderen Bereich zugeordneten Arten seien daher hier kurz als ,,Nord"- oder ,,Süd"-Arten bezeichnet, wobei wir uns durchaus bewußt sind, daß eine derartige Zuordnung nur eine vorläufige sein kann und die betreffenden Arten auch außerhalb ihres hier postulierten Verbreitungsgebietes vorkommen können.

Wie bereits gesagt, fällt die Südgrenze des nördlichen Bereichs nicht mit der Nordgrenze des mediterranen Kettengebirgsgürtels zusammen, über die die Südfaunen stellenweise weit nach Norden hinausgreifen. In den Nordbereich fallen somit die überaus bryozoenreichen Oberkreidegebiete Englands, Frankreichs (mit Ausnahme des aquitanischen, Rhone- und Provence-Beckens), Belgiens, Hollands, Skandinaviens und der osteuropäischen Plattform. Ob die sächsisch-böhmische Kreide-Bryozoenfauna des Cenomans und Turons noch tethydischen Charakter hat, ist bei dem Fehlen cenoman-turoner Bryozoenfaunen im ganzen rein tethydischen Bereich nicht feststellbar. Die Beziehungen zu den westlichen Bryozoen-Faunen sind geringer als bisher angenommen, da manche Identifizierungen in den Arbeiten von REUSS (1846, 1872, 1874, NOVÁK (1877), POČTA (1892) und PRANTL (1938) nicht aufrecht erhalten werden können und ein südlicher Einfluß, der durch das häufige Vorkommen von *Rhynchostreon suborbiculatum* LAMARCK (= *Exogyra columba* GOLDFUSS), Nerineen, Rudisten und einzelnen Riffkorallen (VOIGT 1964: 279) bezeugt wird, ist unverkennbar, wenn auch nicht so stark wie in der höheren Oberkreide des aquitanischen Bekkens.

Im Ob. Maastrichtium reichte der südliche Einfluß über Holland und Belgien bis selbst über Norddeutschland *(Lepitorbitoides minor, Omphalocyclus macroporus, Siderolites calcitrapoides* bei Ilten b. Hannover und *Lepitorbitoides minor* in Bohrungen bei Berlin (TRÜMPER 1970) sowie in Geschieben bei Ahrensburg bei Hamburg (VOIGT 1963) bis in die dänische Schreibkreide (Abb. 3). Neben den längst aus Schonen bekannten kleinen Rudisten *Agriopleura suecica* (LUNDGREN) und andere) kommen dort sogar bereits im Obercampanium kleine primitive Großforaminiferen *(Helicorbitoides voigti* VAN GORSEL) vor (VAN GORSEL) 1973a).

Die Erforschung der osteuropäischen Kreidebryozoenfauna in Polen (MARYANSKA 1969) und der USSR (VOIGT 1962) steht noch in den Anfängen. Trotzdem haben die bisherigen Untersuchungen ergeben, daß die Schreibkreidefauna der russischen und asiatischen Oberkreide (wie z. B. im Kopet Dagh) den mittel- und westeuropäischen Faunen ähnlich sind (VOIGT 1967). Die Obermaastrichtium- und Danien-Bryozoenfaunen auf der Krim und in Südrußland haben hingegen nordeuropäischen Charakter.

Es hat sich immer wieder bestätigt, daß gleichaltrige Schreibkreidefaunen selbst über weite Entfernungen trotz lokaler Verschiedenheiten einander ähnlicher sind als diejenigen gleichaltriger küstennaher Ablagerungen. Am deutlichsten wird dies durch einen Vergleich der nordeuropäischen Schreibkreidebryozoenfauna des Obermaastrichtiums und der gleichaltrigen Fauna der Maastrichter Tuffkreide, wo auf relativ kurzer Entfernung außerordentlich große Faunenunterschiede beobachtet werden, was zweifellos einerseits durch eine Vermischung mit südlichen Formen (S. 331), andererseits aber wohl auch mit einer Einwanderung der Obermaastrichtium-Fauna des Cotentin vom Atlantik her erklärt werden kann. Daß der Zustrom südlicher Faunenelemente nach Norden in dieser Zeit noch weit über Ilten b. Hannover hinaus bis in das Ostseegebiet erfolgt ist, geht auch aus Geschiebefunden mit *Lepidorbitoides* bei Ilten und bei Hamburg hervor. Wenn auch TRÜMPER (1970) auf Grund seiner Untersuchungen an *Lepidorbitoides* ein Untermaastrichtium-Alter des Iltener Vorkommens für möglich hält und sich dabei auf ein Zitat JELETZKYS stützt, daß die oberen Kunrader Schichten b. Maastricht in die *Lanceolata*-Schichten, d. h. in das Untermaastrichtium gehören, so ist diese Angabe längst überholt und es besteht heute kein Zweifel mehr über das Obermaastrichtium-Alter der Fauna von Kunrade (VOIGT 1979a).

Unklar bleibt, wie weit die vielen aus der Tuffkreide bekannten, jedoch noch nicht im Tethysbereich der Pyrenäenkreide nachgewiesenen Arten endemischen Ursprungs sind. Das von KAUFFMAN (1973) auf Grund der geographischen Verbreitung von Lamellibranchiaten vorgeschlagene Schema

Verbreitung südlicher und nördlicher Bryozoen-Faunen der Oberkreide

		Südlicher Bereich			Atlantischer (?) Bereich unter südlichem Einfluß, z.T. endemisch			Nördlicher Bereich			
									Schreibkreidegebiet		
		Tethys	Aquitanisches Becken	Pariser Becken (SW-Rand)	Cotentin	Mons-Becken	Süd-Limburg Rheinland	Süd-Ufer: Niedersachsen Westfalen	Anglo-Pariser Becken	Dänemark S-Schweden Norddeutschl.	Nord-Ufer: Schweden
Maastrichtium	Ob.	Olazagutia (Pyr.)	Gensac		St^e Colombe Nèhou Fresville Chef du Pont	St. Symphorien Ciply	Maastricht Kunrade	Ilten		Stevns Klint Kvarnby Hemmoor	
	Unt.						Aachen		Trimingham [Norfolk]	Hemmoor Moen Lüneburg Rügen Kronsmoor	
Campanium			Aubeterre Royan Talmont Archiac Brossac [Gironde Saintogne Dordogne]	?		Harmignies			Meudon Vigny Weybourne Portsdown Bramford	Lagerdorf Kronsmoor Misburg* Höver* *Mergelfazies	Båstad Hemmingslycke Ifö Karlshamn Ignaberga
Santonium		Gosau [Alpen]	Saintes Pons Pérignac	Vendôme				[Subhercynes Becken]	Margate Vattetôt s. mer Brighton Gravesend	Lagerdorf	Ringelesnätt Särdal
Coniacium		Villamartin (Pyr)	Cognac	Villedieu Tours St. Christophe Joué					Fécamp Chatham Seaford	Lagerdorf	
Turonium		Martigues (Provence)	Angoulême	[Touraine] Ruillé Trôo Sougé St^e Maure				Mülheim/Ruhr	Alton		
Cenomanium			Ile Madame	Le Mans St. Calais				Essen Mülheim/Ruhr		(Planerkalk-) Fazies	

Tab. 1. Die Tabelle enthält nur eine Auswahl stratigraphisch wichtiger Bryozoen-Fundorte des Sud- und Nordbereiches. Besonders reiche Fundgebiete mit zahlreichen eng benachbarten Lokalitaten stehen in eckigen Klammern. Unterstrichene Namen sind Stratotypen. Das Becken von Mons in Belgien, obwohl am Rande des Pariser Beckens gelegen, nimmt eine faunistische Sonderstellung ein. Manche Faunen (z. B. Harmignies b. Mons) sind in der Bryozoen-Literatur noch unbekannt.

für die Definition von biogeographischen Arealen, wonach Reiche (realms) mindestens 75%, Regionen 50–75%, Provinzen 25–30% endemische Taxa aufweisen sollen, würden bei einem Anteil von ca. 25% der nur von dieser Lokalität bekannten, großenteils allerdings noch nicht beschriebenen Bryozoen die Annahme einer Subprovinz erforderlich machen. Zur prozentualen Verteilung der rezenten Bryozoenfauna auf verschiedene Provinzen siehe SCHOPF (1979). Dieselbe Frage stellt sich auch für die reiche, bereits von D'ORBIGNY beschriebene Bryozoenfauna des unteren Obermaastrichtiums des Cotentin, die sowohl Beziehungen zur Fauna der Maastrichter Tuffkreide als auch einen wohl atlantischen Einfluß von W her vermuten läßt, obwohl keinerlei Beziehungen zu der kleinen, aber charakteristischen Bryozoenfauna der Ripley-Formation in Tennessee (USA) (CANU & BASSLER 1936) erkennbar sind.

Angesichts dieser Befunde muß vorerst offenbleiben, ob man die Mehrzahl der Arten beider Gebiete als mehr nördlich oder südlich, als atlantisch orientiert oder als endemisch ansehen soll. Die Bryozoenfauna der Maastrichter Tuffkreide, die z. Z. vom Verfasser revidiert wird, muß daher hier noch weitgehend unberücksichtigt bleiben.

Nicht in den Kreis der Betrachtung gezogen werden hier ebenfalls die merkmalsarmen und uncharakteristischen Cyclostomata-Genera wie *Stomatopora, Proboscina, „Entalophora"* bzw. *Mecynoecia, Berenicea, Plagioecia, Diaperoecia, Diastopora, Lichenopora, Actinopora, Ceriopora, Heteropora* und andere, die oft keine sichere Bestimmung erlauben. Unter den Cheilostomata bleiben hier vorerst auch die zahllosen, großenteils noch unbeschriebenen inkrustierenden „*Membranipora*"-Arten und Cribrimorpha (LANG 1920, 1921) unberücksichtigt, bei denen eine sichere Identifizierung und ein Vergleich mit den gewöhnlich viel schlechter erhaltenen Südarten oft sehr schwierig ist.

2.2 DER SÜDLICHE BEREICH

Der südliche Bereich umfaßt nach unseren Erfahrungen, die wir aus der Verbreitung nicht weiter im Norden nachgewiesener Südarten gewonnen haben, außer dem ehemaligen Geosynklinalmeer der Tethys auch das nördlich davon gelegene Oberkreidegebiet des aquitanischen Beckens. Auch das Rhonebecken und das Provençalische Becken sind nach Norden gerichtete Ausbuchtungen dieses Meeres, das im Süden auf die afrikanische Plattform übergreift (Tabelle 1).

Im Gegensatz zu den altbekannten, überaus reichen und gut erhaltenen Bryozoenfaunen des nördlichen Bereiches sind die Bryozoen des eigentlichen Tethysraumes nicht nur sehr viel schlechter bekannt, sondern auch anscheinend viel artenärmer und meist viel ungünstiger erhalten. Da sie im Gegensatz zu den meisten ungestörten Sedimenten des nördlichen Bereichs aus tektonisch stark beanspruchten oder alpidisch gefalteten Gebieten stammen, läßt ihr Erhaltungszustand sehr zu wünschen übrig. Sofern sie in die harten mediterranen Kalke eingebettet sind, sind sie meist unbestimmbar, weil für ihre Identifizierung die Kenntnis ihrer differenzierten, zarten Oberflächenstrukturen notwendig ist. Leicht schlämmbare Sedimente, aus denen im Nordbereich Bryozoen mühelos in bester Erhaltung gewonnen werden können, sind hier selten, und selbst isolierte Stücke oder auf anderen Fossilien sitzende, inkrustierende Arten sind schwer von anhaftenden Sedimentpartikeln zu reinigen oder korrodiert wie häufig in der Gosau. Sie bieten unter diesen Umständen weniger Anreiz zur Bearbeitung.

Es gibt daher nur wenig Veröffentlichungen über oberkretazische Tethysbryozoen. Sie sind z. T. älteren Datums und revisionsbedürftig. Die Arten, soweit überhaupt abgebildet, sind oft kaum wiederzuerkennen und z. T. sicher falsch bestimmt, so daß ein Vergleich mit anderem Material kaum möglich ist. Folgende Arbeiten, auf die später im einzelnen noch einzugehen sein wird, sind hier zu nennen:

Aus der südlichen, spanischen Pyrenäenkreide nennt FAURA Y SANS (1917) einige von F. CANU bestimmte Arten und BARROSO (1944) beschreibt erstmalig eine kleine Maastrichtium-Fauna von Puerto de Olazagutia (Navarra), wo inzwischen von uns reiches Material gesammelt werden konnte (S. 330). Weder aus der Schweiz noch aus Italien sind oberkretazische Tethys-Bryozoenfaunen bekannt. Aus dem Liechtensteiner Kreideflysch liegen kleine, kaum bestimmbare Bruchstücke aus einem Turbidit vor (VOIGT 1960), die für unsere Fragestellung bedeutungslos sind. Aus dem österreichischen Gosau-Becken (Santon) beschreibt REUSS (1854) 14 Arten, die er damals für Turon hielt. Eine weitere kleine Fauna liegt vom Taubensee bei Kössen vor (VOIGT 1928). Weiteres Gosaumaterial wurde von uns kürzlich bei Kössen und im Edelbachgraben b. Gosau und von H. HAGN (München) an anderen Fundstellen auf benachbartem bayerischen Gebiet bei Oberaudorf gesammelt und uns dankenswerterweise überlassen.

Aus Jugoslawien, Albanien, Griechenland und der Türkei sind m. W. bisher keine Bryozoen bekanntgeworden. Erst aus dem Iran (VOIGT 1977) und dem Kopet Dagh, der Halbinsel Mangyschlak am Kaspischen Meer und vom Steilhang des Plateaus von Ust Urt und anderen Gebieten der asiatischen USSR weiter im Osten liegen heute reichere Faunen vor (VOIGT 1967; FAVORSKAJA 1980a, 1980b), unter denen sich auch viele europäische, bis dahin nur aus dem Nordbereich bekannte Arten befinden.

Von Mangyschlak beschreibt T. FAVORSKAJA (1980) einige Cheilostomata. Da jedoch dieses Gebiet zur asiatischen mediterranen Subprovinz gehört (KAUFFMAN 1973: 354), kann es hier außer Betracht bleiben.

Wenn dies auch formal für den nordafrikanischen Tethysbereich gelten mag, so erscheint es doch geboten, kurz auf die über dieses Gebiet erschienene Literatur einzugehen und sie daraufhin zu überprüfen, ob europäische Süd-Arten auch hier eine Rolle spielen. Die von MORET (1938) aus Marokko von Skoura abgebildeten, angeblichen „Hippoporinidae", „Membraniporideen" „*Ellisina*" und „*Osthimosia concentrica* (MICH.)" sind u. E. unbestimmbar.

ALLÈGRE (1931) beschreibt einige untypische *Membranipora*-Arten aus Algerien. Die von ihm behauptete Synonymie von der von uns (S. 323) als Süd-Art deklarierten *Membranipora janieresiensis* CANU 1903 (= *Heteroconopeum janieresiense* siehe S. 333) mit *Reptoflustrina involvens* THOMAS & PERON (1890) aus Tunesien ist unrichtig, wie durch eine Untersuchung des Typus der letzteren festgestellt wurde. Aus Tunesien beschreiben THOMAS & PERON (PERON 1890) Bryozoen vom Cenoman bis zum Danium, deren im Muséum

d'Histoire naturelle in Paris aufbewahrte Originale, soweit vorhanden, untersucht und photographiert werden konnten. Die S. 349 neu aufgestellte Gattung *Globulipora* mit *Globulipora africana* THOMAS & PERON (Cenoman) erwies sich als Kalkalge. *Ceriopora letourneuxi* THOMAS & PERON (Cenoman) ist eine Kalkspongie. Ob sich unter den übrigen Arten solche befinden, die mit europäischen verglichen werden können, ist bei dem z. T. ungünstigen Erhaltungszustand nicht sicher feststellbar. Aus Tunesien bildet CANU (1903a) 5 Membraniporen (Cenoman-Senon) ab. Von demselben Autor (CANU 1904) werden weiterhin einige ägyptische Kreide- und Tertiärbryozoen beschrieben, ferner von DACQUÉ (1903) eine *Ceriopora* von Abu Roash b. Kairo, nachdem bereits WANNER (1902) aus der weißen Kreide der libyschen Wüste nördlich der Oase Dachel 3 Bryozoenarten abgebildet hatte, von denen sein neues Genus *Lobostoma* mit *L. ramosum* WANNER eher an eine Hydrokoralline als eine Bryozoe erinnert. Die meisten Arten (32) werden von ZUFFARDI-COMERCI (1927) aus Libyen beschrieben. Sie stammen aus dem Coniacium bis Maastrichtium. Sie bieten wenig Vergleichsmöglichkeiten mit den von uns hier behandelten Taxa, zumal die Abbildungen einen zu kleinen Maßstab aufweisen. Die von DE STEFANI bereits 1913 aus Libyen angegebenen wenigen Bryozoen sind nicht abgebildet. Soweit ersichtlich, handelt es sich bei den Tethysbryozoen aus Nordafrika meist um Einzelfunde, die größtenteils inkrustierend auf anderen Fossilien aufgewachsen sind und fast sämtlich einer Revision bedürfen, soweit sie nach D'ORBIGNYS Abbildungen ohne Vergleich mit seinen Originalen bestimmt worden sind.

3. KRITERIEN ZUR UNTERSCHEIDUNG VON „NORD"- UND „SÜD"-ARTEN

Ohne nähere Kenntnis des Sachverhaltes könnte man annehmen, daß ein einfacher Vergleich der im Nord- und Südbereich angetroffener Faunen statistisch bereits zu einer befriedigenden Antwort auf die Frage, welche Arten als „südlich" oder „nördlich" zu bezeichnen sind, führen müßte. Leider aber stößt ein solcher Vergleich auf erhebliche Schwierigkeiten, die auf folgenden Tatsachen beruhen:

1. Ein solcher Faunenvergleich, womöglich noch durch statistische Erhebungen untermauert, setzt zunächst voraus, daß die Faunen beider Bereiche hinreichend gut bekannt und daher miteinander leicht vergleichbar sind. Das ist jedoch nirgends der Fall, und selbst unter den außerordentlich reichen Faunen des nördlichen Bereiches befinden sich noch zahllose unbeschriebene Arten; noch gibt es ganze Faunen, wie z. B. diejenige des Untercenomans vom Kassenberg bei Mülheim-Broich (Ruhr), die größtenteils aus neuen Arten besteht, und für welche FRIEG (1981: 23) allein aufgrund der Korallenfauna Temperaturen von 25°–30° C annimmt. Reich an neuen Arten sind auch die großenteils noch unbekannten Tethysfaunen, wie die Coniacium-Fauna von Villamartin (Burgos) und die Maastrichtiumfauna von Olazagutia (Navarra) in Spanien, die im einzelnen noch unbearbeitet sind, so daß von ihnen bisher nur wenige als echte „Tethys"-Arten bezeichnet werden können.

2. Wenn man, wie hier geschehen, die Bryozoenfauna des aquitanischen Beckens im Gebiet der Charentes, Saintogne und der Gironde zwar nicht als echte Tethysfauna, aber doch als stark tethydisch oder wenigstens südlich beeinflußt ansieht, so bleibt dennoch die Frage ungeklärt, wieweit es sich bei solchen Arten, die weiter im Norden nicht mehr gefunden werden, nicht ebenso gut um endemische aquitanische wie auch atlantische Warmwasserformen handeln könnte, die gar nicht in der Tethys selbst beheimatet waren, ein Problem, das nicht nur die Bryozoen betrifft. Als südliche Arten bezeichnen wir daher nur solche Arten, die bisher entweder allein im Tethysbereich oder auch nur im aquitanischen Becken, in der Vendée und im oben genannten SW-Zipfel des Pariser Kreidebeckens, nicht aber außerhalb dieses Gebietes gefunden wurden. Daß zwischen diesem Gebiet und dem übrigen Pariser Becken keine scharfe Trennungslinie gezogen werden kann und z. B. im Obermaastrichtium Südarten weit nach Norden (Abb. 3) vorstoßen, zeigt die Schwierigkeiten, mit denen bei einer biogeographischen Zonierung immer zu rechnen ist. Es kann demnach nicht die Aufgabe dieser Arbeit sein, zwischen Arten zu unterscheiden, die auf die eigentliche Tethys beschränkt sind, und solchen, die nur außerhalb der Tethys vorkamen. Die Grenze zwischen Nord- und Südarten ist vorläufig vielmehr dort zu suchen, wo das bisher festgestellte Verbreitungsgebiet der betreffenden Arten endet. Die Feststellung, wie weit die Verbreitungsgrenzen der einzelnen vorerst als Nord- oder Südarten aufgefaßten Taxa innerhalb der einzelnen Oberkreidestufen schwanken, muß späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben. Vor der Entdeckung der Fauna von Villamartin und Olazagutia war die kleine santone Gosaubryozoenfauna im Salzkammergut die einzige Tethysbryozoenfauna der Oberkreide. Die Hoffnung, diese Fauna durch Neuaufsammlungen wesentlich vermehren zu können, hat sich bisher nicht erfüllt. Unter dem bisherigen, z. T. bereits von REUSS (1854) beschriebenen Material gibt es außer *Meliceritites magnifica* (D'ORBIGNY) (Taf. 3, Fig. 2–3) leider keine Arten, die als typische Gosau- oder Tethysformen bezeichnet werden könnten. Auch sind die Arten, wie alle alpinen Bryozoenfaunen, meist schlecht erhalten.

3. Eine besondere Schwierigkeit beim Vergleich nördlicher und südlicher Faunen besteht darin, daß nicht nur altersgleiche Faunen miteinander verglichen werden dürfen, sondern daß sie auch die gleiche oder zum mindesten ähnliche Fazies aufweisen und unter ähnlichen oder gleichen Bedingungen gelebt haben. Wie faziesabhängig die Bryozoen sind, zeigt sich z. B. bei einem Vergleich der Bryozoenfauna der Lägerdorfer Campanium-Schreibkreide mit der reichen Fauna der neritisch-litoralen schwedischen Trümmerkreide am Nordufer des Schreibkreidemeeres in Schonen. Trotz gleichen Alters und einer Entfernung von nur 300 km gibt es nur relativ wenig gemeinsame Gattungen und Arten, und es wäre absurd, auf Grund solcher Faziesdifferenzierungen eine biogeographische Grenze ziehen zu wollen. Es bleibt unbekannt, wie weit die südschwedische Flachwasserbryozoenfauna noch in das Maastrichtium hinaufgereicht hat oder wie die entsprechende Campan-Bryozoen-Fauna an der S-Küste

dieses Meeres beschaffen war. Ein ebensolcher drastischer Faunenunterschied besteht auch zwischen dem Obercampan der Schreibkreide des Pariser Beckens (Fauna von Meudon) und dem Ob.-Campanium am Nordrand des aquitanischen Beckens. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Südarten des aquitanischen Beckens z. T. noch bis in die jetzt abgetragenen küstennahen Randbildungen des Campaniums im Pariser Becken hineingereicht haben. Leider sind die bryozoenführenden Tief- und Flachwassersedimente der europäischen Oberkreide nicht mehr gleichmäßig im Süden und Norden vorhanden, sondern z. T. abgetragen.

Da z. B. – von einzelnen Arten abgesehen – keine Bryozoenfauna cenomanen oder turonen Alters aus der Tethys bekannt ist, kann nicht festgestellt werden, welche Arten dieser Stufen der sächsisch-böhmischen Kreide auch in der Tethys gelebt haben. Das gleiche gilt für die Cenomanfaunen von Le Mans oder von Mülheim-Broich in Westfalen; denn die wenigen Arten, die z. B. aus dem Cenoman von der Ile Madame im aquitanischen Becken bekannt sind und daher als südliche Arten (z. B. *Discocytis eudesi* [MICHELIN]) angesehen werden, bezeichnen wir solange als Südarten, wie sie nur in der Tethysregion, im aquitanischen Becken, in dem oben charakterisierten SW-Zipfel der Kreide des Pariser Beckens und in der Vendée gefunden werden. Als Nordarten definieren wir daher vorerst allein solche, die nur außerhalb, d. h. im Norden oder Osten dieser Gebiete bekannt sind. Daß bei einer solchen, gewiß zu stark generalisierenden Auslegung de facto fast die gesamte europäische Schreibkreidebryozoenfauna, mit Ausnahme der im ganzen Gebiet verbreiteten ubiquitären Arten, vorläufig der Nordfauna zugerechnet werden müßte, muß zunächst in Kauf genommen werden, da nur so eine vorläufige Übersicht über die derzeitig bekannte Verbreitung der Arten gewonnen werden kann. Es bleibt zu hoffen, daß künftige Untersuchungen zu einer weitgehend differenzierteren Beurteilung des Verbreitungsgebietes der einzelnen Arten führen werden. Dies wird aber erst dann möglich sein, wenn nicht nur aus dem eigentlichen Tethysbereich, sondern auch aus den an diesen nördlich angrenzenden, oben umrissenen Gebieten vom Cenoman bis zum Maastrichtium und Danium in durchgehenden Profilen reiche und gut erhaltene Bryozoenfaunen in vergleichbarer Fazies vorliegen werden. Für den Nordbereich ist hier bereits ein erfolgversprechender Anfang im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms ,,Geologische Korrelationsforschung" gemacht. Die Auswertung der Großproben, die aus dem durchgehenden Kreideprofil von Lägerdorf-Kronsmoor (Coniacium – Maastrichtium) von Dipl.-Geol. H. ERNST (Hamburg) entnommen worden sind, und die Fortsetzung dieser Probennahme bis ins Obermaastrichtium von Hemmoor (Niedersachsen) durch Fr. SCHMID (Hannover) wird über die regionale und feinstratigraphische Verbreitung der Nordfauna weitere gesicherte Daten liefern, nachdem ein Teil dieser Proben schon für die vorliegende Arbeit wertvolles Material ergeben hat.

Zu bemerken ist noch, daß die isolierten klassischen Maastrichtiumfaunen des Cotentin (VOIGT 1968), des Tuffeau de St. Symphorien (VOIGT 1957) im Becken von Mons und von Maastricht in Südlimburg vorerst außer Betracht bleiben sollen, da ihre Herkunft – entweder Einwanderung aus dem Atlantik oder endemische Entstehung – einerseits noch ungeklärt ist, andererseits aber auch eine südliche Faunenkomponente unverkennbar ist (siehe Tabelle 1).

Für die Abbildungen auf den Tafeln 1–5 wurden nur solche Arten ausgewählt, die leicht kenntlich sind und deren biogeographische Zugehörigkeit gesichert erscheint. Daß Arten aus dem Cenomanium und Turonium kaum vertreten sind, liegt in der Natur der Sache (siehe S. 324–326 und Tabelle 1).

4. DIE BIOGEOGRAPHISCHE VERBREITUNG DER BRYOZOEN IN DER OBERKREIDE

In den folgenden Kapiteln werden die bisher für die einzelnen Oberkreidestufen gemachten Erfahrungen hinsichtlich der geographischen Verbreitung der betreffenden Bryozoenarten zusammengestellt. Daß dafür nur wenig Daten aus der Tethys selbst vorliegen und zumeist auf die nördlich der Tethys gelegenen Faunen, soweit sie südlichen Charakter aufweisen, zurückgegriffen werden muß, wurde bereits mehrfach betont. Ein Beispiel für die Verbreitung von ,,Nord"- und ,,Süd"-Arten der Fam. Onychocellidae gibt Abb. 2.

4.1 CENOMANIUM

Der südliche Bereich

Abgesehen von einigen von THOMAS & PERON (PERON 1890) aus Tunesien beschriebenen Einzelfunden sind cenomane Bryozoenfaunen aus dem eigentlichen Tethysbereich noch unbekannt. Wir sind somit hier ganz auf eine kleine Fauna des Cenomans auf der Ile Madame am N-Rand des aquitanischen Beckens angewiesen, das durch seine Rudistenbänke mit *Ichthyosarculites* einen starken mediterranen Einfluß verrät. Zu den bereits von D'ORBIGNY von hier beschriebenen Arten kommen noch einige weitere aus einer Bohrung der Erdölfirma Elf Aquitaine hinzu, die mir von Dr. A. PRESTAT (Boussans) zur Bestimmung übersandt worden waren. Die auch von Le Mans und St. Calais (Sarthe) nachgewiesenen Arten *Discocytis eudesi* (MICHELIN), *Spirentalophora cenomana* (D'ORBIGNY), *Meliceritites semiclausa* (MICHELIN) und die charakteristische Cenomangattung *Corymbosa* D'ORB. mit *C. menardi* (MICHELIN) reichen nicht über die genannten Fundorte hinaus und werden vorerst als Südarten angesehen. (Die von PRANTL 1938 als *Discocytis* [nicht *Discocystis!*] *eudesi* bestimmte Art von Predboj b. Prag ist nicht diese Art.) Die zylindrischen *Foricula*-Arten kommen vom Cenoman bis zum Campanium vorwiegend im SW vor, wie z. B. *Foricula pyrenaica* D'ORBIGNY (Taf. 3, Fig. 4) im nördlichen Pyrenäen-Vorland bei Rennes les Bains (Aude) und Le Mans (Sarthe).

Die reiche klassische Mittelcenomanfauna von Le Mans (Sarthe) samt derjenigen von St. Calais (Sarthe) entzieht sich



Abb. 2. Regionale Verbreitung von Onychocellidae-Arten (Auswahl)
„Südliche" Arten sind durch Kreise, „nördliche" durch Quadrate bezeichnet. Der jeweilige Fundort für die in horizontalen Reihen nebeneinander angegebenen Arten stammt jeweils von derselben Lokalität, deren Lage durch die erste Nummer angegeben ist. Vergl. dazu Abb. 1.

1 *Onychocella aegon* (d'Orb.)
2 *Onychocella aegle* (d'Orb.)
3 *Onychocella girondina* (d'Orb.)
4 *Onychocella royana* (d'Orb.)
5 *Onychocella cyntia* (d'Orb.)
6 *Onychocella danae* (d'Orb.)
7 *Onychocella clito* (d'Orb.)
8 *Onychocella nerei* (d'Orb.)
9 *Onychocella eryx* (d'Orb.)
10 *Onychocella pockrandti* (Voigt)
11 *Onychocella rowei* Brydone
12 *Onychocella incarcerata* Brydone
13 *Onychocella congesta* (Marsson)
14 *Onychocella decipiens* Voigt
15 *Solenonychocella hennigi* Voigt

zwar bisher der Beurteilung, da nicht bekannt ist, wie weit die dortigen Bryozoen-Faunen nach Norden oder Süden reichen. Die Vergesellschaftung der Bryozoenfauna des Cenomans von Le Mans (Dep. Sarthe) mit zahlreichen Rudisten und hermatypen Korallen (Liste bei Voigt 1964: 279), der südlichen Cnidarier-Gattung *Acanthochaetetes* am W-Rand des Pariser Beckens (Fischer 1970) würde mehr dafür sprechen, auch diese Bryozoenfauna trotz ihrer nördlichen Lage am W-Rande des Pariser Beckens noch als stark tethydisch beeinflußt zu betrachten. Eine Differenzierung zwischen Nord- und Südarten ist jedoch nicht möglich, weil bisher noch keine cenomanen Bryozoenfaunen vom N-Ufer des Cenomanmeeres bekannt sind. Während die übrige Fauna von Le Mans derjenigen von Saint-Laurent bei Fortcalcier (Provence) sehr ähnlich ist und beide an der Nordgrenze des cenomanen Riffgürtels liegen (Delpey 1940: 16), erscheinen im Mittelcenoman nach Sigal und Marie (Basse de Menorval 1960: 802) boreale Foraminiferen. Die Bryozoenfauna des Untercenomans vom Cap de la Hève bei Le Havre zeigt kaum Beziehungen zur ältesten, größtenteils noch unbeschriebenen reichen Fauna vom Kassenberg b. Mülheim-Broich (Ruhr) und derjenigen des Essener Grünsandes in Westfalen. Allein die Korallenfauna von Mülheim läßt auf Temperaturen von 25°–30° C schließen (Frieg 1981: 23). Da im Cenoman die Orbitulinen bis in das Pariser Becken, ja selbst bis Litauen und bis Belfast in Irland und bis England, wo bei Cambridge sogar 0,5 m lange Rudisten vorkamen und fast überall in der nordeuropäischen Provinz südliche Faunenelemente auftraten (Voigt 1964: 277–282), kann das Klima in diesem Gebiet nicht so kühl gewesen sein wie Epstein & Lowenstam (1953) annehmen. Die nördlich des 52. Breitengrades befindlichen Fundstellen des Cambridge-Grünsandes, die noch mehr als 1 Breitengrad nördlich der westfälischen Lokalitäten Essen und Mülheim gelegen sind, liegen am W-Rand des Londoner Bek-

kens und liefern keine Repräsentanten eines nördlichen Bereichs.

Man wird so nicht fehlgehen in der Annahme, daß viele Cenoman-Arten Warmwasserbewohner waren, und daß dies auch in gewissem Grade für die sächsisch-böhmische Bryozoenfauna, die von Reuss (1846, 1872, 1874), Novák (1877), Počta (1892) und Prantl (1938) beschrieben wurde, zutrifft. Bevor dies jedoch nicht durch echte Tethys-Bryozoenfaunen im Süden dieses Gebietes kontrolliert werden kann, möchten wir die sächsisch-böhmische Bryozoenfauna, die manche eigenen Züge aufweist, hier unberücksichtigt lassen. Im obersten Cenomanium (inkl. *Plenus*-Zone) sind Beziehungen zu einer noch unbeschriebenen Fauna von St. Calais (Sarthe) und besonders zur Fauna von Predboj b. Prag (Prantl 1938) unverkennbar.

Der nördliche Bereich

Vom Nordufer des Cenomanmeeres sind keine Bryozoen bekannt. Die nördlichsten reichen Flachwasserfaunen befinden sich in Westfalen (Mülheim-Broich-Ruhr und Essener Grünsand). Sie zeigen nur sehr wenig Beziehungen zu den französischen und englischen Faunen. Bohrungen in der Plänerkalkfazies in Norddeutschland haben jedoch den Nachweis von *Clinopora lineata* (Beissel), (Taf. 5, Fig. 1), *Siphoniotyphlus tenuis* (v. Hag.) und *Kvarnbyella ornata* (Reuss), (Taf. 5, Fig. 5–7), bereits zu Beginn der Oberkreide erbracht. Diese Arten sind demnach vom Cenomanium bis zum Maastrichtium im nördlichen Bereich weit verbreitet, reichen allerdings gelegentlich bis nach Sachsen und Böhmen. Sie zählen zu den langlebigsten Cyclostomenarten in der Oberkreide.

4.2 TURONIUM

Der südliche Bereich

Im Turonium ist die Unterscheidung von Nord- und Südarten noch problematischer als im Cenomanium, da hier brauchbare Turonfaunen nicht nur aus der Tethys, sondern auch aus dem aquitanischen Becken, mit Ausnahme einiger weniger Arten von Angoulême, nicht bekannt sind. Die in der älteren Literatur noch als Turonium angesehene Gosaubryozoenfauna hat jedoch im wesentlichen ein Santonium-Alter.

Aus dem Angoumien der Touraine (craie jaune) erwähnen wir als südliche Arten *Euritina eurita* d'Orbigny, *Euritina welschi* Canu (Taf. 2, Fig. 9), *Onychocella turonica* (Canu), *Diaperoecia turonica* Canu & Bassler und *Heteroconopeum janieresiense* (Canu) (Taf. 1, Fig. 6–11). Letztere kommt auch in der Vendée (Coll. Viaud [Angers]), im obercenomanen Sable du Perche bei Grecz du Roc (Sarthe) und im Cenoman von Tunis (Canu 1903a) und Nigeria vor. (Siehe S. 333). Großwüchsige *Rhynchostreon suborbiculatum* (= *Exogyra columba*), Rudisten wie *Sauvagesia cornu pastoris* und der Ammonit *Sphenodiscus requieni* bezeugen den südlichen Charakter des Turons der Touraine und benachbarter Gebiete (Denizot 1948). Aus dem Turonium des Provence-Bekkens nennen wir von Martigues (Bouches du Rhône) *Onychocella eryx* (d'Orbigny) (Taf. 1, Fig. 5).

Eine kleine, ca. ein Dutzend Arten umfassende, noch unbearbeitete Tethys-Bryozoenfauna aus Frankreich wurde von mir bei Dieulefit (Provence) gesammelt. Die schlechte Erhaltung gestattet bisher noch keine Auswertung.

Die in der Regensburger Kreide meist nur selten vorkommenden Bryozoen sind, von einigen veralteten Angaben Gümbels (1968) abgesehen, noch unbearbeitet. Die kleinen schlecht erhaltenen Faunen aus dem oberturonen Großberger Sandstein und dem Betzensteiner Kreidekalk lassen zwar noch keine klare Zuordnung zum südlichen oder nördlichen Faunenbezirk erkennen, dürften angesichts der Verbindung der Regensburger Kreide mit dem helvetischen Bereich der Alpen jedoch mehr südlich als nördlich orientiert gewesen sein, zumal da auch die planktonischen Foraminiferenfaunen (Weiss 1982) eine enge Verbindung zur Tethys erkennen lassen.

Der nördliche Bereich

Die nördlichste bekannte, aber noch unbearbeitete kleine turone Bryozoenfauna aus dem Soester Grünsand, ehemals als Emscher-Gründsand angesehen und später mit dem Bochumer Grünsand parallelisiert, stammt von Mülheim/Ruhr (ehemalige Ziegelei Becker). Mit der oben genannten Turon-Fauna aus der Touraine besteht keine Übereinstimmung; die Mülheimer Fauna hat daher wohl vorwiegend Nord-Charakter. Aus den im Norden verbreiteten turonen Plänerkalken liegen nur Einzelfunde vor. Die auch hier meist in Bohrungen angetroffenen Arten *Clinopora lineata* (Beissel), *Siphoniotyphlus tenuis* (v. Hag.) und *Kvarnbyella ornata* (Reuss) (Taf. 5, Fig. 5–7) haben zwar nordischen Charakter, doch wurde die erstgenannte Art auch im Turon von Cučlin (CSSR) und die beiden letzteren im Turonpläner von Strehlen bei Dresden angetroffen. (Dort von Reuss 1874 als *Lanceopora striolata* und *Filisparsa ornata* beschrieben.) *Kvarnbyella typica* Brood, 1972 aus der Maastrichtium-Schreibkreide von Kvarnby in Schonen ist von *Filisparsa ornata* Reuss nicht verschieden. Diese Formen (Cenomanium – Maastrichtium) reichen demnach in der Plänerfazies bis in die sächsisch-böhmische Kreide hinein und könnten für eine ehemalige direkte Meeresverbindung zwischen Norddeutschland und der sächsischen Kreide sprechen.

4.3 CONIACIUM

Der südliche Bereich

Aus dem Tethysraum der nordspanischen Pyrenäenkreide liegt nunmehr eine auf einer Exkursion der „Coniacian-Maastrichtian Working Group" unter Führung von J. Wiedmann 1981 gesammelte Fauna von ca. 80 Arten von der Lokalität Villamartin (Burgos) vor. Dieser noch nicht bearbeiteten Fauna kommt als ältester echter Tethys-Bryozoenfauna aus der oberen Kreide eine besondere Bedeutung zu. Sie enthält eine Reihe von Arten, die auch über das aquitanische Becken hinaus bis in die Vendée und das westliche Pariser Becken hinein verbreitet, sonst aber unbekannt sind. Sie können also mit Sicherheit als Südarten gelten. Dazu zählt neben einer Anzahl neuer Arten, die hier noch nicht genannt werden können, auch eine Reihe inkrustierender, jedoch meist ungünstig erhaltener Cheilostomata (Membranimorpha und Cribrimorpha). Auffallend ist gegenüber den nördlichen Faunen die ungewöhnlich große Häufigkeit der *Meliceriti-*

tes-Arten, z. B. *Meliceritites royana* WATERS (Taf. 3, Fig. 1), (= *Meliceritites arbuscula* [LEYMERIE]), *M. magnifica* (D'ORB.) (Taf. 3, Fig. 2–3), *M. tuberosa* D'ORB., die den längst gehegten Verdacht bestätigen, daß die Fam. Melicerititidae, die freilich auch in allen anderen Oberkreidefaunen vertreten ist, ein vorwiegend südliches Faunenelement darstellt, zumal sie bis zum Maastrichtium in allen Südfaunen besonders häufig vertreten ist. Gemeinsame Arten mit dem aquitanischen Becken und dem SW-Rand des Pariser Beckens in der Fazies der ,,Craie de Villedieu" sind *Onychocella aegon* (D'ORB.) (Taf. 2, Fig. 3), *O. aegle* (D'ORB.) (Taf. 2, Fig. 4–5), *O. cyntia* (D'ORB.) (Taf. 2, Fig. 2), *Rhynchotella frondosa* (D'ORB.) (Taf. 1, Fig. 4), *Semicavea variabilis* D'ORB. und andere.

Trotzdem ist die Zahl gemeinsamer Arten mit dem aquitanischen Coniacium geringer als erwartet. Das hat seinen Grund auch darin, daß gegenüber den jüngeren Kreidestufen hier Bryozoenfaunen des Coniaciums weniger verbreitet sind. Die wenigen uns vorliegenen Coniacium-Bryozoen der Typlokalität Cognac vom ,,Park François I" sind schlecht erhalten und uncharakteristisch. Eine von CANU (1903b: 267) veröffentlichte, 42 Arten umfassende Faunenliste von Les Phelippeaux b. Jonzac (Char. mar.) entspricht nach diesem Autor ganz der klassischen Coniacium-Fauna von Villedieu (Indre-et-Loire). Er schließt daraus, daß damals die Meeresverbindung vom aquitanischen Becken zum Pariser Becken über die Straße von Poitiers ganz geöffnet war. ALLÈGRES nicht illustrierte Arbeit (32 Coniacium-Bryozoenarten des aquitanischen Beckens) (ALLÈGRE 1936) ist offenbar nicht frei von Fehlbestimmungen (z. B. Angabe der neokomen *Heteropora arborea* (KOCH & DUNKER) und *Membranipora elliptica* (V. HAG.), die im Coniacium noch nicht vorkommt. Charakteristische, von uns als Südarten angesehene Arten wie *Meliceritites magnifica* (D'ORB.), *Semicytis* (heute = *Semicytella) disparilis* D'ORB., *Lichenopora elatior* (D'ORB.), *Plethopora* (heute = *Plethoporella) cervicornis* D'ORB. und *Onychocella santonensis* (D'ORB.) sind nach ALLÈGRE bereits im aquitanischen Becken vertreten.

Die klassischen Fundorte Villedieu, Tours, Joué-les-Tours, St. Christophe (Indre-et-Loire) führen außer diesen Arten zahlreiche weitere nur aus diesem Raum bekannte Spezies, von denen besonders die charakteristische *Onychocella nerei* (D'ORB.) genannt sei, die ein Zähnchen am Distalrand der Opesie besitzt, sowie *Cytis lanceolata* D'ORB. und *Unicytis falcata* D'ORB. (Taf. 3, Fig. 7) sowie *Diplodesmepora opposita* CANU & BASSLER (Taf. 3, Fig. 8–9), die nunmehr auch in der Vendée von J. M. VIAUD (Angers) gefunden wurden.

Der nördliche Bereich

Wie im Cenomanium und Turonium fehlt im Coniacium eine faziell vergleichbare Bryozoenfauna am Nordufer des Kreidemeeres. In Norddeutschland finden sich Bryozoen aus dem Coniacium im Flachwasserbereich nur als wenig charakteristische Einzelfunde in der östlichen subhercynen Kreidemulde *(Koeneni*-Mergel bei Halberstadt). Die neuerdings ins untere Coniacium gestellten obersten Plänerkalke *(Schloenbachi*- bzw. *Deformis*-Zone) in Westfalen lieferten bisher fast nur untypische inkrustierende Arten. Auch die noch unbearbeitete Coniacium-Schreibkreide von Lägerdorf (Holstein) ist vergleichsweise bryozoenarm, während in der Schreibkreide Englands (Chatham [Kent], Seaford [Sussex] u. a. Lokalitäten) und Nordfrankreichs an der Kanalküste (z. B. Fécamp und benachbarte Fundorte wie Vaucotte und Vattetot sur Mer) reiche Bryozoenfaunen vorkommen, die von denjenigen des Südbereichs recht verschieden sind. Wenn man hier auf die Gegenüberstellung von Nord- und Südarten nicht gänzlich verzichten will, so muß man auf die allein auf die Schreibkreide beschränkten Arten zurückgreifen, die im Süden fehlen.

Dabei muß man sich bewußt bleiben, daß dieser Faunenunterschied weniger auf einer klimatischen Distanz als auf Faziesunterschieden beruhen dürfte, da im Schreibkreidemeer ruhigeres Wasser in größerer Tiefe, verbunden mit anderen Sedimentationsbedingungen als im küstennäheren südlichen Bereich in der Touraine und im Gebiet der Loire anzunehmen ist. Da aber die Bodentemperaturen des tieferen Schreibkreidemeeres in jedem Fall niedriger waren und der Schreibkreidegürtel von England bis Rußland stets im Norden der Tethys gelegen war, so erscheint es doch einigermaßen gerechtfertigt, gewisse charakteristische Schreibkreidearten vorerst als Nordarten den typischen Südarten am SW-Rande des Pariser Beckens gegenüberzustellen. Da sich dieses Problem ebenso auch in den folgenden Oberkreidestufen vom Santonium bis zum Maastrichtium stellt, könnte man de facto mehrere hundert bisher nur aus der Schreibkreidefazies bekannte Arten als Nordarten bezeichnen. Solange jedoch die südlichen Faunen nicht besser bekannt sind, beschränken wir uns darauf, nur einige charakteristische Arten des Schreibkreidemeeres unter den Nordarten zu nennen. So wurden – neben zahlreichen anderen Spezies – bisher im anglopariser Becken *Bicavea urnula* D'ORB., *Meliceritites durobrivensis* GREGORY, *Onychocella hersilia* BRYDONE und die erekte cribrimorphe Art *Escharipora filiformis* D'ORBIGNY angetroffen. Die keulenförmige *Clausa globulosa* D'ORB. findet sich vom Cenoman bis zum Maastrichtium im ganzen Gebiet, ab Santonium auch in Norddeutschland.

4.4 SANTONIUM

Der südliche Bereich

Lange Zeit war die von REUSS (1854) aus der Gosau des Nefgrabens bei Rußbach (Salzkammergut) beschriebene kleine Fauna die einzige klassische mediterrane Bryozoenfauna aus dem Alpenraum. Ehemals als Turon eingestuft und so auch noch in der späteren Literatur behandelt, besteht diese fast ausschließlich aus auf Korallen aufsitzenden inkrustierenden, biogeographisch bisher nicht verwendbaren Formen von *Stomatopora, Proboscina, Berenicea, ,,Membranipora"*, *Pyripora, Onychocella* (Genus-Namen nach derzeitiger Systematik) und einer cribrimorphen, von REUSS *Cellepora scutigera* benannten, sonst nicht bekannten Art, deren Original leider nicht auffindbar ist. Die einzige erekte Art *Eschara biserialis* REUSS ist *Petalopora costata* (D'ORB.), eine vorwiegend im Senon Englands und Frankreichs beheimatete cyclostome Art. Die später vom Taubensee b. Kössen (Tirol) von VOIGT (1928) entdeckte Gosaubryozoenfauna bereicherte diese um 5 erekte cyclostome Arten der Genera *Mecynoecia, Reticulipora (= Reticrisina), Semicytis, Meliceritites* und *Foricula* (1943 durch Kriegseinwirkung zerstört). Weiteres Ma-

terial fand ich 1979 am Wetterkreuzberg bei Kössen und im Edelbachgraben b. Gosau. Prof. HAGN (München) überließ mir dankenswerterweise eine kleine Fauna von Oberaudorf auf benachbartem bayerischem Gebiet mit *Homoeosolen gamblei* GREG., *Crisisina carinata* (ROEM.) und anderen erekten Formen. Leider handelt es sich bei fast allen diesen Formen um weit verbreitete Arten, die nicht für die Gosau bzw. für die Tethys charakteristisch sind. Diejenigen wenigen Arten, die möglicherweise als Südarten gelten können, sind entweder zu schlecht erhalten oder nicht charakteristisch genug. Allein ein kleines, mit einiger Sicherheit zu *Meliceritites magnifica* (D'ORB.) (Taf. 3, Fig. 2–3) zu stellendes Bruchstück, das vom Verfasser kürzlich im Nefgraben gefunden wurde, ist eine echte Südart.

Bei dem bisherigen fast gänzlichen Fehlen bezeichnender tethydischer Santonium-Bryozoen und der zu geringen Kenntnis gleichalteriger Faunen aus dem aquitanischen Bekken sind wir hier besonders auf die klassische Santonium-Fundstelle von Vendôme (Loir-et-Cher) am SW-Ende des Pariser Beckens angewiesen, wo eine tuffkreideartige Fazies, ähnlich wie im Oberturon der Touraine oder im Coniacium von Villedieu, eine reiche Bryozoenfauna vorhanden ist, die sich von derjenigen der Schreibkreidefazies des Santoniums im nördlichen und östlichen Pariser Becken durch das Auftreten gewisser, nur hier beobachteter Arten deutlich unterscheidet.

Von Vendôme sei hier D'ORBIGNY's Original von *Micropora undata* (D'ORBIGNY) (Taf. 1, Fig. 3) und von Les Roches dasjenige von *Filicea rhomboidalis* D'ORBIGNY (Taf. 3, Fig. 11) abgebildet.

Die D'ORBIGNYschen Santonium-Lokalitäten Saintes, Pérignac, Pécine, St. Léger u. a. im aquitanischen Becken ergaben nur wenig brauchbares Material oder existieren heute nicht mehr. Die bei GREGORY (1899–1909) als Santonium angegebene Fundstelle Pons lieferte 1981 in einem Straßenanschnitt N Pons eine reiche, ihrer Zusammensetzung nach jedoch eher als Coniacium anzusprechende Fauna mit sehr engen Beziehungen zur „Craie de Villedieu". Die hier vorkommende Fauna ist derjenigen des Coniaciums in diesem Gebiet sehr ähnlich. Sie enthält neben *Meliceritites magnifica* (D'ORBIGNY) (Taf. 3, Fig. 2–3), *Meliceritites tuberosa* (D'ORBIGNY), *Foricula aspera* (D'ORBIGNY) *Diplodesmepora opposita* CANU & BASSLER (Taf. 3, Fig. 8–9), *Ceata lamellosa* (D'ORBIGNY), *Spirentalophora ligeriensis* (D'ORBIGNY) (Taf. 3, Fig. 16–17), die Cheilostomata „*Flustrina*" *spatulata* D'ORBIGNY (Taf. 1, Fig. 1), *Rhynchotella frondosa* (D'ORBIGNY) (Taf. 1, Fig. 4), *Onychocella danae* (D'ORBIGNY) (Taf. 1, Fig. 13), *O. aegea* (D'ORBIGNY), *O. santonensis* (D'ORBIGNY) und zahlreiche weitere, anscheinend auf den Südbereich beschränkte Arten. Das Genus *Sulcocava*, das nach unseren Erfahrungen wohl mehr in der Nordfauna zu Hause ist und im aquitanischen Becken und in der Tethys im Coniacium und Santonium zu fehlen scheint – *S. lacryma* D'ORB. von Royan ist eine zweifelhafte Art – ist jedoch im Raum Tours–Villedieu–Vendôme recht häufig und reicht hier mit der Art *S. sulcata* D'ORBIGNY (Taf. 5, Fig. 3) (nach CANU & BASSLER 1922: 174 und VOIGT 1973: 126) identisch mit *S. cristata* D'ORB.) in die tethydisch beeinflußte Region des Pariser Beckens hinein. Bemerkenswert ist, daß im südlichen Bereich, besonders im Coniacium und Santonium, eine Anzahl eigenartiger bilamellärer (eschariformer) Cheilostomata auftritt, die D'ORBIGNY unter dem heute für diese Formen ungültigen Namen *Flustrella* (z. B. *Flustrella frondosa*, (= *Rhynchotella frondosa* (D'ORBIGNY) (Taf. 1, Fig. 4), *polymorpha, regularis, polypora, irregularis, inversa*) und *Flustrina* beschrieben hat, die in der nördlichen Region nicht vorkommen und daher hier unter den Südarten aufgeführt werden. Von ihnen seien *Rhynchotella frondosa* (D'ORBIGNY) Taf. 1, Fig. 4) (= *Fl. polypora* D'ORBIGNY) und „*Flustrina*" *spatulata* D'ORBIGNY (Taf. 1, Fig. 1) hier abgebildet.

Ganz allgemein fällt auf, daß blattförmige bilamelläre Anasca, wie sie D'ORBIGNY in großer Zahl beschreibt, an den genannten französischen Fundorten sehr viel häufiger als in den Nordfaunen zu finden sind.

Der nördliche Bereich

Vom Nordufer des Santon-Meeres in Schonen (Lokalität Ringelesnätt) gibt BROOD (1972: 88 ff) 20 Cyclostomata-Arten an, die sämtlich auch in das Campanium fortsetzen. *Clausa globulosa* D'ORBIGNY, „*Hornera*" *sparsipora* HENNIG, *Petalopora pulchella* (ROEMER) und *Sulcocava sulcata* gehören zu den hier als Nordarten betrachteten Formen. Eine kleine, noch unbearbeitete Fauna wurde erst kürzlich bei Särdal in Schweden am Ostufer des Kattegatts gefunden, von der BERGSTRÖM (in BERGSTRÖM et al. 1973) 6 Cyclostomata-Arten angibt.

Die reiche Flachwasser-Bryozoen-Fauna des subherzynen Kreide-Gebietes, von VOIGT (1924) monographisch bearbeitet, weist eine gegenüber den übrigen Oberkreide-Bryozoenfaunen erheblich abweichende Zusammensetzung auf und fällt auch durch die Tracht der oft sehr dicken, massiven und knolligen Zoarien ganz aus dem Rahmen. Obwohl im nördlichen Harzvorland am Südufer des norddeutschen Kreidemeeres beheimatet, so ist sie dennoch mit der Südfauna durch zahlreiche ubiquitäre Arten verbunden. Ob der Charakter dieser Fauna auf Endemismus beruht oder allgemein nördliche Züge offenbart, ist unklar. Da aber doch manches an die Fauna der campanen schwedischen Trümmerkreide erinnert, scheint es gerechtfertigt, charakteristische Vertreter dieser subherzynen Fauna als Nordarten aufzufassen.

Die verschiedenen Lokalitäten dieser z. T. in konglomeratischer Trümmerfazies entwickelten Unter- und Mittelsanton-Schichten waren zum großen Teil jetzt stillgelegte Eisenerzschächte und Tagebaue, wie Grube Gr. Bülten, Grube Barbara bei Barbecke, Lengede-Broistedt, Vallstedt, ferner Aufschlüsse bei Gehrden b. Hannover, Salzberg bei Quedlinburg u. a. (Situationskärtchen [Abb. 1] bei VOIGT 1979). Arten wie *Pachyteichopora verrucosa* (ROEMER) (Taf. 5, Fig. 2), *Spiropora ingens* VOIGT, „*Fasciculipora*" *hustedti* VOIGT (Taf. 5, Fig. 8–11), „*F.*" *constricta* VOIGT, *Filicea cincta* VOIGT, *Semimultelea polytaxis* VOIGT, *S. canui* VOIGT, *Ceriocava incrustata* (ROEMER) (Taf. 5, Fig. 12), „*Reptomulticava*" *caespitosa* (ROEMER), *Lichenopora suecica* HENNIG (oft über 10 cm groß bei Gr. Bülten), *Sulcocava sulcata* D'ORB. (Taf. 5, Fig. 3), *Foricula nodulifera* VOIGT und *Foricula acuminata* VOIGT, *Floridina multilamellosa* VOIGT, *Onychocella decipiens* VOIGT, an der jetzt erstmalig die Narben von Oralspinae nachgewiesen wurden (Taf. 4, Fig. 2–3). *Lunulites martini* (VOIGT), *Volviflustrellaria volvox* (QUENSTEDT) (Taf. 4, Fig. 9–12) (= *Lunularia incrustata* VOIGT)

sind besonders charakteristische Repräsentanten dieser Fauna, die offensichtlich ehemals weiter in der nordeuropäischen Provinz verbreitet war, wie das Vorkommen von *Pachyteichopora verrucosa* (ROEMER) auch im Santonium von Bottrop (Westfalen) oder ein Fund von „*Fasciculipora*" *hustedti* VOIGT in der Maastrichtium-Tuffkreide von St. Symphorien bei Ciply b. Mons beweist.

In der Santonium-Schreibkreide von Lägerdorf sind die als Nordarten anzusprechenden Arten *Onychocella hermione* BRYDONE (Taf. 4, Fig. 5), *Woodipora disparilis* (D'ORB.) (Taf. 4, Fig. 7) und *Meliceritella verticillata* (D'ORB.) häufig. Die beiden letzteren sind in der Campanium- und Maastrichtium-Schreibkreide des mitteleuropäischen Bereiches, nicht aber südlich davon anzutreffen.

4.5 CAMPANIUM

Der südliche Bereich

Bryozoenfaunen des Campaniums sind aus dem alpidischen Tethysraum bisher nicht bekannt. Es ist daher ein günstiger Umstand, daß im aquitanischen Becken (Charente, Charente marit., Dordogne, Gironde) zahlreiche Fundstellen liegen, von denen bereits D'ORBIGNY viele Bryozoen-Arten beschrieben hat, und über die eine neuere ungedruckte These von DUCASSE (1958) speziell über das Gebiet der Saintogne und des westlichen Périgord vorliegt. Faunenlisten gaben CANU sowie GILLARD (1940). Ein Teil dieser ganz oder teilweise dem Maastrichtium beziehungsweise Dordonien sensu ARNAUD zugerechneten Lokalitäten wie Royan, Aubeterre, Archiac, Meschers, Talmont, Le Caillaux u. a. wird heute aufgrund der Foraminiferen (NEUMANN 1980), (VAN HINTE 1966, 1979) bes. der Orbitoiden (VAN GORSEL 1973b) in das Campanium (sensu COQUAND) eingestuft, während SÉRONIE-VIVIEN (1972a, 1972b), ARNAUD folgend, ein Maastrichtium-Alter der *Orbitoides media* und *Siderolites vidali* führenden Schichten vertritt. Da die typischen Maastrichtium-Großforaminiferen wie *Omphalocyclus macroporus* und *Siderolites calcitrapoides* sowie *Lepidorbitoides minor* hier noch fehlen, betrachten wir diese Schichten noch als Campanium.

Wenn diese Auffassung richtig ist, so treffen wir hier bereits charakteristische Bryozoen der Maastrichter Tuffkreide des Obermaastrichtiums wie die Südarten *Zonopora spiralis* (GOLDF.) (Taf. 3, Fig. 10), *Idmidronea ramosa* (D'ORB.) (Taf. 3, Fig. 12–14), *Stichopora clypeata* V. HAG. (Taf. 2, Fig. 10) *Escharifora muelleri* (V. HAG.) und andere an, was durch den Temperaturanstieg im oberen Maastrichtium (VOIGT 1964) erklärt wird, der sich auch im Vordringen der Großforaminiferen, Rudisten, Riffkorallen und anderer südlicher Organismen äußert. GILLARD (1939) hatte daraus den umgekehrten Schluß gezogen, daß damals nördliche Arten in dieser Zeit nach Süden vorgedrungen seien. Diese Annahme verbietet sich allein schon daraus, daß es sich hier im Campanium um im Süden ansässige Formen handelt, die erst im Maastrichtium auch im Norden gefunden werden. Damit steht durchaus im Einklang, daß sich im Campanium der Charentes und Gironde Rudisten wie *Orbignya lapeyrousi* und *Praeradiolites hoeninghausi* finden, die erst später in der Maastrichter Tuffkreide erscheinen, deswegen aber nicht leitend für das Maastrichtium sein müssen.

Weitere Südarten, die in der nördlichen Schreibkreide des Campaniums und in Schweden völlig fehlen, sind u. a. die Cyclostomata *Spiropora verticillata* forma *laevigata* D'ORB., *Osculipora royana* D'ORB., *Bicrisina cultrata* D'ORB., *Reticrisina girondina* (D'ORB.), „*Reteporidea*" *royana* D'ORB., *Chilopora cretacea* CANU & BASSLER, *Grammanotosoecia contorta* CANU & BASSLER, *Fasciculipora prolifera* (V. HAGENOW), *Meliceritites royana* WATERS, *Meliceritites magnifica* (D'ORB.), *Foricula aspera* D'ORB., *Foricula spinosa* D'ORB., *Semicrescis tubulosa* D'ORB. und die Cheilostomata *Discoflustrellaria doma* D'ORB., *Biflustra regularis* D'ORB. (Taf. 2, Fig. 11), *Biflustra prolifica* D'ORB., *Onychocella royana* (D'ORB.), *Onychocella arborea* (D'ORB.), *Onychocella girondina* (D'ORB.) (Taf. 2, Fig. 1), *Frurionella polymorpha* (D'ORB.) (Taf. 2, Fig. 6–8), *Escharifora circe* D'ORB., *Acoscinopleura artemis* (D'ORB.), *Pachythecella filiformis* (D'ORB.) (non = *Pachytheca filiformis* bei MARSSON 1887).

Wenn auch die Schelfkarbonate des aquitanischen Beckens (Plattformfazies nach PLAZIAT 1981) keine echte Schreibkreide darstellen, sondern meist etwas gröber, mehr detritisch (z. B. bei Royan) reicher an Quarz und bioklastischem Material und gewöhnlich auch härter sind, so lassen sie doch faziell am ehesten noch einen Vergleich mit der Schreibkreide zu, in der ähnliche ökologische Bedingungen geherrscht haben mögen (siehe hierzu die Lithofazieskarten und Profile bei SÉRONIE-VIVIEN 1972b). Es wurden daher die sehr bryozoenreichen Schichten am Steilufer der Gironde bei Talmont und Le Caillaud und anderen Fundorten, die großenteils ganze Zoarien enthalten, auf ihren Bestand an Bryozoen und deren Vergleichbarkeit mit der Campanium-Schreibkreide von Lägerdorf-Kronsmoor und dem Campanium von Misburg untersucht. Dabei ergab sich, sowohl hinsichtlich der inkrustierenden als auch der erekten Formen, eine große Verschiedenheit der Faunen.

Leider bereitet die Identifizierung der z. T. noch unbeschriebenen Arten beider Gebiete Schwierigkeiten, da die reichen Gironde-Fundstellen, mit Ausnahme von Royan, wo die grob detritische Fazies auf flacheres und bewegteres Wasser schließen läßt, merkwürdigerweise D'ORBIGNY unbekannt geblieben sind. Aber selbst die klassische, von D'ORBIGNY relativ vollständig untersuchte obercampane Bryozoenfauna von Meudon (einschließlich der von Vigny b. Paris) zeigt mit den gleichaltrigen Fundstellen in der Charente maritime wenig gemeinsame Südarten wie z. B. *Retecava clathrata* (GOLDFUSS) (Taf. 3, Fig. 15), *Fasciculipora prolifera* (V. HAG.), *Unicytis falcata* D'ORBIGNY (Taf. 3, Fig. 7) und *Stichopora clypeata* V. HAG. (Taf. 2, Fig. 10), die aus dem nördlichen Campanium in England, Frankreich und Deutschland unbekannt sind.

Der nördliche Bereich

Das Campanium ist die einzige Oberkreide-Stufe, aus der eine echte Flachwasserfauna vom Nordufer des Oberkreidemeeres in Schweden bekannt ist. Trotz der Arbeiten von HENNIG (1892, 1894) VOIGT (1930) und BROOD (1972), sind viele der charakteristischen Arten dieses Gebietes, besonders Cyclostomata, noch nicht beschrieben, von den zahlreichen, meist auf Geröllen inkrustierenden Cheilostomata-Arten ganz abgesehen. Die neuen Arten können daher hier nicht aufgeführt werden.

Als Nordarten nennen wir hier die Cyclostomata *Petalopora pulchella* (ROEMER), *Petalopora arasloevensis* BROOD (Taf. 5, Fig. 13), *Reptomulticava uva* HENNIG, *Lichenopora suecica* HENNIG, *Pachyteichopora punctata* VOIGT, *Spiridmonea lundgreni* HENNIG, *Plethoporella malmi* (HENNIG), „*Hornera*" *sparsipora* HENNIG, *Ceriopora bovista* V. HAG.; von Cheilostomata seien *Beisselina pachyphylla* VOIGT, *Inversaria flabellula* (V. HAG.) und die hier überall in der schwedischen Trümmerkreide überaus häufig vorkommende *Solenonychocella hennigi* VOIGT (Taf. 4, Fig. 6) genannt.

Auf den litoralen oder sublitoralen Nordbereich beschränkt ist auch *Spiropora suecica* VOIGT & FLOR (Taf. 5, Fig. 15–17), die sich von der ubiquitären *Sp. verticillata* (GOLDF.) (Taf. 5, Fig. 14) durch viel dickere Zoarien, gelegentlich auftretende Kenozooecien und das vielfach verästelte Gonozooid unterscheidet und keineswegs ein Synonym der letzten Art (BROOD 1972: 309) ist. Angehörige der Fam. Siphoniotyphlidae mit *Siphoniotyphlus*, *Clinopora* und *Kvarnbyella* und der *Lunulitidae* sind im Gegensatz zur Schreibkreidefauna ebenso wie der Coscinopleuridae hier sehr selten oder fehlend; auch sind die Meliceritididae hier seltener als in der Südfauna. Viel häufiger sind hingegen große *Ceriopora-*, *Reptomulticava-* und *Lichenopora*-Arten, ähnlich wie in der Santoniumfauna des subherzynen Beckens, die in der Tracht und Größe der Zoarien an die nördliche Küstenfauna des Campaniums erinnert.

Diese hier nur sehr unvollständig aufgeführte nördliche Litoralfauna weist nur geringe Beziehungen zur gleichaltrigen Schreibkreidefauna in Norddeutschland und im Anglo-Pariser Becken auf, wenn man von inkrustierenden und ubiquitären Formen absieht, welche hier nicht berücksichtigt werden können. Während in der Schreibkreidefauna des Campaniums von Meudon b. Paris, Vigny und Longuesse (Seine et Oise) bereits vereinzelt echte Südarten wie *Fasciculipora prolifera* V. HAG., *Zonopora (= „Spiroclausa") spiralis* (GOLDF.) (Taf. 3, Fig. 10), *Unicytis falcata* (Taf. 3, Fig. 7), *Retecava clathrata* (GOLDF.) (Taf. 3, Fig. 15) und weitere zahlreiche andere sonst in diesem Niveau bisher nicht angetroffene Arten vorkommen, welche diesem Gebiet eine Sonder- oder Übergangsstellung verleihen, hat die nördliche Schreibkreidefauna dieser Zeit einen eigenen Charakter.

Die weitaus meisten der von BRYDONE (1929–1936) in England beschriebenen erekten Cheilostomata des Campaniums und Maastrichtiums sind bisher aus dem Südbereich unbekannt. Dasselbe gilt für die Campanium-Fauna von Misburg und Höver b. Hannover und Lägerdorf-Kronsmoor in Holstein, wo eine horizontierte Großprobenserie, die von H. ERNST (Hamburg) entnommen wurde, zur Zeit bearbeitet wird. Die Fauna von Misburg (VOIGT 1975) ist inzwischen durch Neuaufsammlungen von Herrn W. POCKRANDT, Frau U. SCHNEEMILCH (Hannover) und Frau I. KRAUSE (Wennigsen) erheblich vermehrt worden, die die Unterschiede gegenüber der Campanium-Fauna des aquitanischen Beckens noch deutlicher hervortreten lassen.

Wir nennen hier vorerst nur die z. T. schon aus älteren Oberkreide-Stufen im Nordbereich bekannten Cyclostomata-Arten *Apatotervia minuta* VOIGT, *Siphoniotyphlus tenuis* (V. HAG.), *Clinopora lineata* (BEISSEL) (Taf. 5, Fig. 1) und *Kvarnbyella ornata* (REUSS) (Taf. 5, Fig. 5–7), die zuerst aus dem sächsischen Turonpläner beschrieben wurde, *Meliceritites eleoides* VOIGT, *Meliceritites meudonensis* D'ORB., *Meliceritella verticillata* (D'ORB.) und die erekten Cheilostomata „*Membranipora*" *weybournensis* BRYDONE, „*Vincularia*" *grania* BRYDONE, *Onychocella hermione* (BRYDONE) (Taf. 4, Fig. 5), *O. pockrandti* VOIGT, (Taf. 4, Fig. 1), *O. inelegans* (LONSDALE), *O. clito* (D'ORB.), *Onychocella (?) quadrilatera* VOIGT (Taf. 4, Fig. 4), *O. allas* BRYDONE, *Pavolunulites costata* D'ORB., *Tremocoscinopleura holsatica* VOIGT, *Woodipora („Vincularia") disparilis* (D'ORB.), (Taf. 4, Fig. 7), *Pnictoporopsis pontifera* VOIGT (Taf. 4, Fig. 14–15), und *Porina portuosa* BRYDONE.

4.6 MAASTRICHTIUM

Der südliche Bereich

Erst aus dem oberen Maastrichtium liegt uns wieder eine reichere Tethys-Bryozoenfauna von Puerto de Olazagutia (Navarra) (südliche Pyrenäenkreide) vor, die mit sehr zahlreichen südlichen Großforaminiferen wie *Lepidorbitoides* und *Siderolites* vergesellschaftet ist. Die diesbezügliche Arbeit von BARROSO (1944), die 27 schlecht abgebildete Arten und zahlreiche Fehlbestimmungen aufweist, ist durch Neuaufsammlungen überholt und umfaßt wenigstens 90 Arten. Von ubiquitären Formen abgesehen, wurden hier folgende Arten angetroffen, die auch in der Maastrichter Tuffkreide des oberen Maastrichtiums vorkommen und wohl größtenteils als Südarten anzusehen sind: *Idmidronea ramosa* (D'ORBIGNY) = *Idmonea macilenta* V. HAGENOW (Taf. 3, Fig. 12–14), *Osculipora repens* (V. HAG.), *Idm. dorsata* V. HAG. (Taf. 3, Fig. 5–6), *Retecava clathrata* (GOLDF.) (Taf. 3, Fig. 15), *Stichopora clypeata* V. HAG. (Taf. 2, Fig. 10), *Dimorphocellaria goldfussi* (REUSS), *Coscinopleura lamourouxi* (V. HAG.) (Taf. 1, Fig. 2), *Onychocellaria rhombea* (V. HAG.), „*Vincularia*" *canalifera* (V. HAG.), *Escharifora muelleri* (V. HAG.), *Onychocella cylindrica* (V. HAG.), *O. stigmatophora* (GOLDF.), *O. piriformis* (GOLDF.), *O. normani* (PERGENS), *Taenioporina arachnoidea* (GOLDF.) (Taf. 1, Fig. 12), *Ubaghsia reticulata* (UBAGHS) und *Fissuricella vermicularis* VOIGT. Von einem weiteren Fundort aus der Pyrenäenkreide (Salinas y Monte Perdido [Alto Aragon]) hatte FAURA Y SANS (1917) bereits 10 Arten, wenn auch meist nur mit cf. oder generisch bestimmte Arten genannt. Reiche Bryozoenvorkommen in der oberen Bona-Formation (Santon-Mittl. Maastrichtium) erwähnt MOERI (1977: 213) aus den Zentral-Pyrenäen, so daß künftig mehr über oberkretazische Bryozoen des Tethys-Raumes zu erfahren sein wird.

Die nordspanischen Vorkommen erfahren eine wichtige Ergänzung durch die bereits durch LEYMERIE (1851) bekannte Bryozoen-Lokalität vom Bois de Barade bei Gensac (Petites Pyrénées, Haute-Garonne) am S-Rande des aquitanischen Beckens, von wo eine reiche, größtenteils noch nicht bearbeitete Fauna des Ober-Maastrichtiums vorliegt. Wie bereits von CANU (1920: 209) festgestellt, ist die hier besonders häufige Art *Escharites arbuscula* LEYMERIE identisch mit *Meliceritites royana* WATERS 1891 (Taf. 3, Fig. 1), einer ausgesprochenen Südart. Da jedoch die Art allein nach LEYMERIES Figur nicht wiederzuerkennen ist, geben wir dem Namen *M. royana* den Vorzug.

Auch bei GENSAC gibt es zahlreiche Arten der Maastrichter Tuffkreide; doch zeigt die Fauna auch Verschiedenheiten ge-



Abb. 3. Vorkommen von „Südarten (Nr. 1–6) im Obermaastrichtium des Nordbereichs.
Der Pfeil bezeichnet ihre mutmaßliche Ausbreitung nach Norden. Fundortangaben wie in Abb. 1.

1 *Stichopora clypeata* v. HAG.
2 *Taenioporina arachnoidea* (GOLDF.)
3 *Coscinopleura lamourouxi* (v. HAG.)
4 *Zonopora spiralis* (GOLDF.)
5 *Idmonea dorsata* v. HAG.
6 *Idmidronea ramosa* (D'ORB.)

genüber der Bryozoenfauna von Olazagutia, besonders hinsichtlich der inkrustierenden Spezies. Wieviele davon CANU (1920) aus der nördlichen Pyrenäen-Maastrichtium-Kreide der Haute Garonne beschriebenen neuen Arten als Südarten gelten dürfen, bleibt noch zu untersuchen.

Der nördliche Bereich

Da im Obermaastrichtium, wie bereits mehrfach erwähnt, viele südliche Faunenelemente weit nach Norden vordringen (vgl. Abb. 3), wodurch eine Vermischung von Süd- und Nordfaunen stattfindet, stößt die Unterscheidung von Nord- und Südarten hier z. T. auf Schwierigkeiten. Dies gilt besonders für die überaus reiche Fauna der Maastrichter (einschließlich der Kunrader) Tuffkreide in Südholland (VOIGT 1979a) und der Cotentin-Kreide in der Normandie. Beide enthalten zahlreiche südliche Bryozoen neben einer großen Anzahl von Arten, welche entweder endemisch oder vom Atlantik her eingewandert sind, im Süden jedoch noch nicht gefunden wurden. Das gilt ebenso für die zwischen beiden Vorkommen liegenden Fundstellen des Tuffeau von St. Symphorien und der Phosphatkreide von Ciply bei Mons (Belgien). Es erscheint daher geraten, die genannten Faunen vorerst bei unserer Untersuchung solange nicht zu berücksichtigen, bis darüber gesicherte Daten vorliegen. Es kommt hinzu, daß im Gegensatz zum Campanium im Maastrichtium keine litoralen oder sublitoralen Küstenfaunen vom Nordufer bekannt sind, sofern man von Einzelfunden im Åhus-Sandstein oder Köpingesandstein oder von Balsvik in Schonen (HENNIG 1892, 1894) absieht. Letztere unterscheiden sich kaum von den Bryozoen des Campaniums. Demnach bleibt man im Maastrichtium vorläufig allein auf die Fauna der baltischen und der englischen Maastrichtium-Schreibkreide (Trimingham) angewiesen, wenn man ausgesprochene Nordarten als solche herausstellen will. Dies aber würde bedeuten, daß man de facto die meisten Arten der Maastrichtium-Schreibkreide als Nordarten bezeichnen müßte, weil sie im Süden nicht vorkommen oder – besser gesagt – noch nicht gefunden wurden. Unseren Untersuchungen dieser Schreibkreidefaunen beruhen auf folgenden Fundstellen:

Untermaastrichtium von Aachen, Hemmoor, Rügen (DDR), Moen, Kongslev auf Seeland (Dänemark), Trimingham (England) und dem Obermaastrichtium von Hemmoor, Stevns Klint und benachbarten Aufschlüssen und zahlreichen Gruben in Jütland sowie aus hunderten von Schreibkreideschollen und nordischen Geschieben.

Von diesen Lokalitäten haben v. HAGENOW (1839, 1840), BEISSEL (1865), MARSSON (1887), HENNIG (1892, 1894), LEVINSEN (1925), BRYDONE – in zahlreichen Arbeiten – besonders 1929, 1930 und 1936, VOIGT (1930), BROOD (1972) u. a. insgesamt viele hundert Arten beschrieben, die freilich z. T. heute der Revision bedürfen. Es fällt schwer, hier eine Auswahl besonders charakteristischer Formen zu treffen. Es seien daher nur folgende aufgeführt: Von Cyclostomata: *Petalopora reticulata* (MARSSON), *Eohornera langethalii* (v. HAG.), *Desmepora semicylindrica* (ROEM.), *Canalipora articulata* (v. HAG.) (Taf. 5, Fig. 4), von Cheilostomata; *Stichopora pentasticha* v. HAG. (Taf. 4, Fig. 13), *Onychocella congesta* (MARSSON), *O. incarcerata* (BRYDONE), *O. gibbosa* (MARSSON), *Onychocella (?) quadrilatera* (VOIGT) (Taf. 4, Fig. 4), *Inversaria crassipes* (MARSSON), *Lunulites beisseli* MARSSON (Taf. 4, Fig. 8), *L. sella* MARSSON, *L. semilunaris* v. HAG., *Systenostoma asperulum* MARSSON, *Columnotheca cribrosa* MARSSON (Taf. 4, Fig. 16), *Beisselinopsis marginata* (v. HAG.) (Taf. 4, Fig. 17), *Porina pachyderma* MARSSON, *Bathystomella cordiformis* (v. HAG.). *Onychocella rowei* BRYDONE, *Woodipora disparilis* (D'ORB.) (Taf. 4, Fig. 7) und *Systenostoma asperulum* (MARSSON) erscheinen bereits im Campanium.

Die im Maastrichtium in großer Artenzahl im Nord- und Südbereich auftretenden *Porina*- und *Beisselina*-Arten (WIESEMANN 1963) bedürfen noch einer weiteren monographischen Bearbeitung, ehe sie für eine biogeographische Bearbeitung herangezogen werden können. Sie sind im Süden besonders häufig. Die Genera *Columnotheca* (MARSSON), *Beisselinopsis* (VOIGT), *Nephropora* MARSSON und *Bathystomella* sowie wahrscheinlich viele andere sind ganz auf den Nordbereich beschränkt.

Die reiche Bryozoenfauna des unteren Ober-Maastrichtiums von Ilten bei Hannover (VOIGT 1951) enthält zahlreiche nur aus der Maastrichter und Kunrader Ober-Maastrichtium-Tuffkreide bekannte Arten neben deren charakteristischen südlichen Großforaminiferen (*Lepidorbitoides minor, Siderolites calcitrapoides* und *Omphalocyclus macroporus*). Ob dieses ganz isolierte Vorkommen harter Kalkarenitbänke mit mürberen, bryozoenreichen Lagen, ähnlich den Kunrader Kalken in Südlimburg, die normale südliche Randfazies des norddeutschen Schreibkreidegebietes oder eine lokale Fazies am West-Rande des Sarstedt-Sehnder Salzstockes darstellt, ist ungewiß. In jedem Falle beweist es aber das Vordringen südlicher Arten weit nach Norden im Ober-Maastrichtium (Abb. 2 und 3).

Die mit der nördlichen Maastrichtiumfauna trotz des Aussterbens zahlreicher Taxa eng verbundene Daniumfauna muß einer späteren Analyse vorbehalten bleiben, da eine tethydische Bryozoenfauna des Daniums – von den wenigen unsicheren von KÜHN (1930) aus der Klippenzone bei Wien beschriebenen Arten abgesehen – noch unbekannt ist. Die reiche Bryozoenfauna aus dem Danien der Krim, die erst zum kleinen Teil bearbeitet ist (VISKOVA 1972), hat trotz ihrer südlichen Lage durchweg nordischen Charakter, da sie der baltischen Daniumfauna sehr ähnlich ist.

Die Bryozoen des Daniums stehen denjenigen der Kreide viel näher als denen des Tertiärs.

5. RÜCKBLICK

Ein Rückblick auf die bisherigen Kapitel läßt keinen Zweifel darüber, daß die Bryozoenfaunen der Oberen Kreide in Europa auf relativ engem Raum von nur ca. 1600 km Länge erhebliche Differenzen aufweisen. Da diese Differenzierung im wesentlichen in SN-Richtung erfolgt, ist die Annahme gerechtfertigt, daß sie klimatisch bedingt ist, zumal sich die Bryozoen hier nicht anders verhalten als viele andere Bewohner des Oberkreidemeeres auch, für die eine klimatisch bedingte Zonierung längst bekannt ist. Dennoch erhebt sich immer wieder die Frage, wie weit ökologische, die Fazies bedingende Verhältnisse die stark faziesabhängigen Bryozoen in ihrer biogeographischen Verbreitung beeinflußt haben und eine temperaturbedingte Zonierung vortäuschen können, wie dies besonders im Gegensatz zwischen der Schreibkreidefauna und den sie randlich begleitenden Litoral- oder Sublitoralfaunen in höher energetischem Milieu und unter dem Einfluß terrigener Sedimentzufuhr zum Ausdruck kommt.

Solange wir aber einer Kreidebryozoenart noch nicht a priori ansehen können, unter welchen klimatischen Bedingungen sie gelebt hat, bleibt uns bei einem ersten Versuch einer biogeographischen Analyse nichts anderes übrig, als die derzeit bekannte regionale Verbreitung der einzelnen Arten zu registrieren und dann besonders charakteristische Taxa, ihrem Vorkommen entsprechend, als ,,Süd"- oder ,,Nord"-Art zu bezeichnen, wohlwissend, daß eine solche Zuordnung als allzu schematisch kritisiert und jederzeit durch neue Funde überholt werden kann. Wenn wir dabei für die einzelnen Stufen jeweils einen ,,Süd"- und einen ,,Nord"-Bereich unterschieden haben, so bedeutet das lediglich, daß in dem einen Bereich gewisse charakteristische – neben vielen anderen beide Bereiche bevölkernden – Arten gefunden werden, die in dem anderen Bereich fehlen oder sehr selten sind. Daß eine diesbezügliche Trennungslinie (Abb. 1) zwischen Süd- und Nordbereich nur eine breite, in ständiger Oszillation begriffene Zone, abhängig von Meeresströmungen und klimatischen Veränderungen, darstellen kann, erscheint selbstverständlich.

Die hier vorgeschlagene Gruppierung in nördliche und südliche Faunenelemente ist auch nur unter der Voraussetzung zu verstehen, daß das Klima im Bereich des europäischen Ober-Kreidemeeres zwischen dem skandinavischen Festland und der Tethys trotz erheblicher Schwankungen (VOIGT 1964) im ganzen warm, mindestens warm-gemäßigt bis subtropisch gewesen ist und kaum ein sehr starkes Temperaturgefälle geherrscht hat, daß aber andererseits auch neben anderen ökologisch wirksamen Faktoren von der Meerestiefe abhängige Temperatur-Unterschiede zwischen der Boden-Temperatur des tieferen Schreibkreidemeeres und der flacheren Küstenregionen zu berücksichtigen sind.

Bei alledem darf auch nicht übersehen werden, daß für die biogeographische Analyse tertiärer Bryozoenfaunen (DAVID

& Pouyet 1978, Pouyet & David 1979) sehr viel günstigere Voraussetzungen bestehen als für die Kreidezeit, aus der Bryozoenarten als lebende Klimazeugen nicht oder kaum mehr vorhanden sind. Zahlreiche Familien mit sehr charakteristischen Genera und Spezies, die hier als Nord- oder Südarten angesprochen werden, wie die Cheilostomata-Familien Siphoniotyphlidae Voigt, Celluliporidae Buge & Voigt, Leiosoeciidae Canu & Bassler, Clausidae d'Orbigny, Cavidae d'Orbigny, Cytisidae d'Orbigny, Corymboporidae d'Orbigny, Eleidae d'Orbigny (= Meliceritidae Pergens), Ceidae d'Orbigny sind erloschen. Die in der Kreide dominierende Gattung *Onychocella* Jullien ist heute nur noch mit wenigen Reliktarten vertreten. Von den etwa 70 Cheilostomata-Familien, unter denen sich im Tertiär manche wichtigen Klimazeugen befinden, sind 26 erst postkretazisch entstanden und 9 bereits am Ende der Kreide ausgestorben (vgl. Larwood et alii im „Fossil-Record" 1967). So befinden sich zwar unter den vorherrschenden tertiären und rezenten Cheilostomata-Arten gute Zeugen für äquatoriales oder tropisches Klima, wie z. B. *Metrarabdotos* (Cheetham 1967), *Steginoporella* (Pouyet & David 1979), *Herentia* (David & Pouyet 1978) oder *Celleporina* (Morris 1979); aber die bisher in dieser Hinsicht untersuchten tertiären und rezenten Taxa reichen nicht bis in die Kreide zurück.

Schopfs Beobachtung (Schopf 1973), daß bei Cheilostomata die frontalen oder lateralen Avicularien bei niederen Temperaturen zu rundlicher, bei höheren hingegen zu spitzer Gestalt neigen, wäre ein wichtiges Kriterium, konnte aber an Kreidebryozoen bisher noch nicht kontrolliert werden, da wir ausgesprochene Kaltwasserbryozoen aus der Kreide noch nicht kennen. Weitere von Schopf aus der Literatur zitierte Kriterien über die Entwicklung und die Zahl von Avicularien in Abhängigkeit von der geographischen Breite verdienen weitere Nachprüfung, ebenso wie die Angaben von Morris (1979), daß an der pazifischen Küste der USA die Mündungen der Zooecien des rezenten Genus *Celleporina* in kühlerem Wasser an Größe abnehmen.

Eine weitere Aufgabe wird es sein, über die hier vorläufig vorgenommene Abgrenzung eines Süd- und Nord-Bereiches in Europa weitere kleinere biogeographische Regionen auszuscheiden, was die Grenzen dieser Arbeit überschreitet. Das betrifft insbesondere die Untercenomanfauna von Mülheim-Broich/Ruhr, die santone Bryozoenfauna des subherzynen Beckens und die sächsisch-böhmische Kreide-Bryozoenfauna, die hier kaum berücksichtigt werden konnte. Die Sonderstellung der Cotentin-Fauna des Unteren Obermaastrichtiums in der Normandie mit ihren Beziehungen zur Maastrichter Tuffkreide-Bryozoenfauna und die eng damit verbundene Frage eines atlantischen Einflusses von Westen her im Obermaastrichtium, ist ein Problem für sich. Unklar bleibt ebenfalls, ob ein Großteil der Fauna der Maastrichter Tuffkreide mit ihren ca. 300 Arten endemisch ist.

Noch ist es kaum möglich, über den hier behandelten Raum hinaus die Beziehungen zu den außereuropäischen Kreidebryozoenfaunen aufzuhellen, die im Gegensatz zu Europa recht unbedeutend und weit voneinander getrennt sind. (Einige relativ artenarme Faunen in den USA, Argentinien, Südafrika, Indien und den asiatischen Gebieten der USSR.) Arktische oder antarktische Kreidefaunen sind bisher unbekannt.

Im Vergleich zu der kosmopolitischen Verbreitung etwa der karbonischen und permischen Bryozoenfauna, über die neue biogeographische Studien von Charles Ross & J. R. P. Ross (1981) sowie von Ross (1978, 1979, 1981a, 1981b) vorliegen, und von der allein im Perm Chinas (Jing-Zhi Yang & Lin-Huang Lu [1981]) 9 Provinzen unterschieden werden, befindet sich die Kenntnis der biogeographischen Verbreitung der Kreidebryozoen noch sehr im Rückstand. Auffallend ist, daß nach J. R. P. Ross die Entwicklung der spätpaläozoischen Bryozoenfaunen hauptsächlich im Tethys-Raum erfolgt.

Auch heute ist die Formenmannigfaltigkeit der Bryozoen in den Tropen am größten und nimmt polwärts allmählich ab (Schopf 1979: 456). Für die Oberkreide trifft dies jedoch offensichtlich nicht zu, da die überaus reichen Bryozoenfaunen dieser Zeit im Norden des Tethysgürtels beheimatet sind.

6. ANHANG

HETEROCONOPEUM n. g.

Derivatio nominis: Kombination von heteros (griech.) = verschieden und *Conopeum*

Generotypus: *Membranipora janieresiensis* Canu 1897, Cenoman-Turon (Taf. 1, Fig. 6–11)

Stratigraphische Verbreitung: Obere Kreide

Diagnose: *Heteroconopeum* n. g. unterscheidet sich von *Conopeum* Gray 1844 durch den Dimorphismus seiner Zooecien. Das erekte Zoarium besteht aus einem achsialen Stamm mit großen Zooecien und peripheren konzentrischen Lagen kleinerer, durch frontale Knospung entstandener Zooecien. Keine Avicularien oder Vibracularien, Ooecien und Dietellae. Kleine polygonale interzooeciale Lücken (Lacunae) zwischen den Zooecien konstant vorhanden.

Diskussion: Die rezenten *Conopeum*-Arten, über die eine spezielle Arbeit von Bobin & Prenant (1962) vorliegt, sind meist unilamellär inkrustierend, können jedoch auch mehrschichtig oder erekt-bilamellär werden, besitzen jedoch niemals die Größen-Heteromorphie zwischen inneren und äußeren Zooecien.

Canu (1897: 150, Taf. 5, Fig. 1–3) hat die großen achsialen Zooecien zwar abgebildet, sie jedoch in seiner sehr kurzen Diagnose nicht erwähnt. Die enge Verwandtschaft mit der rezenten Gattung *Conopeum* ergibt sich aus dem Fehlen der Ooecien, Avicularien und Dietellae und dem Vorhandensein der kleinen Lacunae zwischen den Zooecienrändern, die kleine Avicularien oder Nanozooecien vortäuschen können.

Die Ähnlichkeit zwischen *H. janieresiense* und den von Canu & Bassler (1936) aus der jung-oberkretazischen Ripley-Formation in Tennessee beschriebenen *Conopeum*-Arten *C. ovatum* und *prismaticum*, die wohl nur einer einzigen Spezies angehören, ist nur äußerlich. Wie die Untersuchung

eigenen Materials dieser Arten ergab, ist hier keine achsiale Partie mit größeren Zooecien vorhanden. Die spitzen „interopesial Cavities" sind Nanozooecien mit eigener Wand und Dietellae, welche auch die Zooecien aufweisen. Außerdem kommen große interzooeciale Avicularien vor, alles Merkmale, die *Conopeum* nicht besitzt. Es ist daher zweifelhaft, ob *Conopeum* überhaupt bereits in der Kreide auftritt. Auch *Conopeum congestum* (VOIGT 1924: 197, Taf. 6, Fig. 12, hier fälschlich *C. varians* genannt) aus dem subherzynen Santonium gehört ebenso wenig hierher wie *Conopeum damicornis* CANU & BASSLER (1920: 87, Taf. 3, Fig. 3–8) aus dem Midwayan von Arkansas, die einen sehr verschiedenen Innenbau besitzt und von mir (1967: 40) zu *Dysnoetocella* VOIGT *1964 gestellt wurde.*

Vorkommen: Der Generotypus *Heteroconopeum janieresiense* (CANU) ist eine charakteristische Art des Turons in der Touraine und kommt bereits im oberen Cenomanium vor. Es handelt sich um eine typische Südart, die offenbar auch in Tunis und in gleichaltrigen Schichten von Nigeria auftritt, von wo ich sehr ähnliche Stücke von Dr. E. WOZNY (Zaria, Nigeria) erhalten habe.

7. LITERATURVERZEICHNIS

ALLÈGRE, R. (1931): Quelques Membraniporidés du Crétacé de l'Aurès (Algérie). – Bull. du Musée de l'Histoire Naturelle Paris **2.** sér. **11:** 163–166, Paris.

— — (1936): Les Bryozaires du Coniacien des Charentes (sensu lato). – Bull. Soc. géol. de France. Notes et Mémoires: 5. Sér. **6:** 87–107, Paris.

AZEMA, C. & VIAUD, J. M. (1979): Sur l'existence d'une flore du Sénonien infér. (Santonien) dans le Bassin de Commequiers (Vendée). – C. R. Acad. Sc. Paris **288,** Sér. D: 815–817, Paris.

BARROSO, M. G. (1944): Briozoos dei Maestrichtiense de Olazagutia (Navarra). – Bolet. de la Real Soc. española de Historia Natura. **42:** 287–297., Taf. 30–31, Madrid.

BASSLER, R. S. (1953): Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt. G. Bryozoa. – R. C. MOORE (Ed.): 1–253, 175 Abb. Geol. Soc. of America & Univ. of Kansas Press, Lawrence.

BEISSEL, I. (1865): Über die Bryozoen der Aachener Kreidebildung. – Natuurkundige Verhandelingen van de Hollandsche Maatschappij der Wetenschappen te Haarlem. II. 22 . Deel: 1–92, Taf. 1–10, Haarlem.

BERGSTRÖM, J., CHRISTENSEN, W. K., JOHANNSEN, Chr. & NORLING, A. E. (1973): An extension of Upper Cretaceous rocks to the Swedish west coast at Särdal. – Bull. Geol. Soc. of Denmark **22/2:** 1–154, 12 Taf., Copenhagen.

BROOD, Kr. (1972): Cyclostomatous Bryozoa from the Upper Cretaceous and Danian in Scandinavia. – Acta Universitatis stockholmiensis. Stockholm, Contr. Geol.: 1–404, 148 Abb., 78 Taf., Stockholm.

BRYDONE, R. M. (1929–1936: Further notes on new or imperfectly known chalk Polyzoa I.: 1–40, Taf. 1–14, London 1929. Pt. II.: 39–60, Taf. 15–29, London 1930. Pt. III.: 61–90, Taf. 30–42, London 1936.

BOBIN, G. & PRENANT, M. (1962): Les espèces françaises du genre *Conopeum* GRAY (Bryoz. chilostomes). – Cahiers de Biologie marine **3:** 375–389, 5 Fig, Roscoff.

CANU, F. (1897): Bryozoaires du Cénomanien des Janières (Sarthe). – Bull. Soc. Géol. de France 3 Sér. **25:** 146–157, 1 Taf., Paris.

— — (1903 a): Contributions à l'étude des Bryozoaires fossiles. II. Description de quelques Membranipores de Tunisie. – Bull. Soc. Géol. de France, 4. sér. **3:** 659–661, Paris.

— — (1903 b): Note sur la constance de la faune de Villedieu. – Bull. Soc. Géol. de France, 4. sér. **3:** 265–267, Paris.

— — (1904): Les Bryozoaires fossiles d'Égypte. – Bull. Inst. égyptien 4. sér. IV. 1–8, Taf. 1–2, Le Caire.

— — (1920): Bryozoaires crétacés des Pyrénées. – Bull. Soc. Géol. de France, 4. sér. **19:** 186–211, Taf. 4–6, Paris.

— — & BASSLER, R. S. (1920): North American early Tertiary Bryozoa. – Smiths. Inst., U.S. Nat. Museum, Bull. **106:** 1–879, Taf. 1–162, 279 Fig., Washington.

— — & — — (1926): Bryozoa in WADE, Br., The fauna of the Ripley Formation on Coon Creek, Tennessee. – U.S. Geol. Survey, Profess. Paper **137:** 32–39, Taf. 4–6, Washington.

CHEETHAM, A. H. (1967): Palaeoclimatic Significance of the Bryozoan *Metrarabdotos*. – Transact. Gulf Coast Assoc. Soc. **17:** 400–407. 6 Fig.

CHRISTENSEN, W. K. (1976): Palaeobiogeography of Late Cretaceous belemnites of Europe. – Paläont. Z. **50:** 3–4: 113–129, 2 Fig., Stuttgart.

DACQUÉ, E. (1903): Mitt. über den Kreidekomplex von Abu Roash bei Kairo. – Palaeontographica **30** (II): 337–392, Stuttgart.

DAVID, L. & POUYET, S. (1978): Le genre *Herentia* GRAY, 1848. (Bryozoa, Cheilostomata). Systématique et Phylogenèse, Biostratigraphie et Biogéographie. – Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon. H. S. **4:** 167–193, 5 Fig., 2 Taf., Lyon.

DELPEY, G. (1940): Paléogéographie du Sud-Ouest de la France au Crétacé supérieur. – Bull. Soc. d'Histoire naturelle de Toulouse, **73,** 3 trimestre: 250–266 (2–18), 7 Fig., Toulouse.

DENIZOT, G. (1949): La Craie dans l'Anjou et la vallée du Loir. – Bull. de la Carte géologique de France, Nr. 225, **47** (1948): 67–78, 1 Fig., Paris.

EPSTEIN, S. & LOWENSTAM, H. A. (1953): Temperature-Shell-Growth Relations of Recent and Interglacial Pleistocene Shoal-Water Biota from Bermuda. – Journal of Geology, **61:** 424–438, Chicago.

DUCASSE, J. (1958): Les Bryozoaires maestrichtiens et campaniens de la Saintogne et du Périgord occidental: Répartition et valeur stratigraphique. – Ungedruckte These 3 cycle Univ. Bordeaux. No. d'ordre **152:** 1–167, Taf. 1–25, Bordeaux.

FAURA Y SANS, M. (1917): Caracterización de la faune Bryozoaria del Maestrichtiense en el Monte Perdido (Pireneos centrales) del Alto Aragón. – Sociedad Española de Historia natural **17,** 191–194, Madrid.

FAVORSKAJA, T. A. (1980 a): Neue spätkretazische Bryozoen aus Turkmenistan. – In: Neue Arten fossiler Pflanzen und Invertebraten der USSR. Paläont. Institut, Akad, d. Wissensch. der USSR; Wissensch. Arbeitsgr. über Probleme, Wege u. Gesetzmäßigkeiten historischer Entwicklung pflanzlicher und tierischer Organismen. **5:** 47–49, Taf. 15. (russisch), Moskau.

— — (1980 b): Bestand und Verteilung cheilostomer Bryozoen im Maastricht des östlichen Turkmenistan und des westlichen Usbekistan. – Bull. d. Moskauer Vereinigung der Naturforscher, Abt. Geologie 1980, **55:** 70–75. (russisch), Moskau.

FISCHER, J. Cl. (1970): Révision et essai de classification des Chaetetida (Cnidaria) postpaléozoiques. – Ann. Paléont. Invertébrés, **56:** 1–72, 35 Fig. (151–220), Taf. A–F, Paris.

FRENEIX, S. (1960): Lamellibranches du Crétacé supérieur de France. (Protobranches, Prionodontes, Dysodontes [Pars]). – Comptes rendus du Congrès des départements, tenu à Dijon 1959. Section des Sciences, Colleque sur le Crétacé français 1959: 175–248, Paris.

FRIEG, Cl. (1980): Paläogeographische und ökologische Bedeutung von Korallenfaunen des Untercenoman und Unterturon am Kassenberg bei Mülheim/Ruhr. – Paläont. Z. **56,** 1/2: 19–37. 4 Abb, Stuttgart.

GILLARD, P. A. (1939): Sur la présence de Bryozoaires dans le „pilé marin" de la Vienne. – C. R. Soc. Géol. de France, 5. sér. **9:** 86–89, Paris.

— — (1940): Sur les Bryozoaires néocrétacés des environs de Royan. 1. Cheilostomata. – C. R. somm. Soc. géol. de France 5. sér. **10:** 14–16, 2. Cyclostomata: 59–61, Paris.

— — (1942): Sur la stratigraphie des calcaires crétaciques de la forêt de Touvois. – C. R. Soc. géol. de France, 5. sér. **12:** 78–79, Paris.

GOLDFUSS, G. A. (1820–1833): Petrefacta Germaniae. – I. 1826, pt. I: 1–76, Taf. 1–25; 1829; pt. II: 77–164, Taf. 26–50; 1831, pt. III: 165–240, Taf. 51–71; 1833 pt. IV: 241–252, Düsseldorf. II. Auflage (mit anderer Paginierung!) Leipzig 1862).

GORSEL, J. T. van (1973): *Helicorbitoides* from southern Sweden and the origin of the *Helicorbitoides – Lepidorbitoides* lineage. – Koninkl. Nederl. Akad. van Wetenschappen. Proceedings, Ser. B, **76,** 4: 273–286. 4 Taf., Amsterdam.

— — (1973 a): The type Campanian and the Campan-Maastrichtian boundary in Europe. Geol. en Mijnbow. **52,** 3: 141–146.

GREGORY, J. W. (1899): Catalogue of the Fossil Bryozoa in the Department of Geology. – Brit. Museum (Nat. History), the Cretaceous Bryozoa. 1: 1–457, 64 Abb., 17 Taf., London.

— — (1909): 2.: 1–346, 75 Abb., 9 Taf., London.

GÜMBEL, C. W. (1868): Geognost. Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges. – 968 S., 5 Karten, Gotha.

HAGENOW, F. v. (1839–1840): Monographie der Rügenschen Kreide-Versteinerungen. Abt. 1, Phytolithen und Polyparien. – Neues Jb. f. Min. **1839:** 253–296, Taf. 4–5.
Abt. 2: 643–649, Taf. 9 **(1840),** Stuttgart.

HAGENOW, Fr. v. (1851): Die Bryozoen der Maastrichter Kreidebildung. – 1–111, Taf. 1–12, Cassel 1851.

HENNIG, A. (1892): Studier öfver Bryozoerne i Sveriges Kritsystem I. Cheilostomata. – Lunds Univ. Årskrift, **28:** 1–48, Taf. 1–2, Lund.

— — (1894): II. Cyclostomata. – Lunds Univ. Årskrift, **30:** 1–46, 25 Fig., Lund.

HILTERMANN, H. (1941): Ein litorales Paläozän in Norddeutschland. – Z. deutsch. Geol. Ges. **93,** 6: 250–269, Taf. 8–9, Stuttgart.

HINTE, J. E. van (1966): *Orbitoides* from the Campanian type section. Pt. I–II. – Koninkl. Nederl. Akad. van Wetensch. Amsterdam. Proceedings, Ser. B, **69,** 1: 79–110, 14 Fig., 18 Tab., 2 Taf., Amsterdam.

— — (1979): The Coniacian, Santonian and Campanian Stratotypes. – Lethaea **12:** 183–186, Oslo.

JELETZKY, J. A. (1948): Zur Kenntnis der Oberkreide der Dnjepr-Donetz-Senke und zum Vergleich der russischen borealen Oberkreide mit derjenigen Polens und Nordwesteuropas. – Geol. Fören. Förhandl. **70:** 4: 583–602, Stockholm.

JING-ZHI YANG & LIN-HUANG LU (1981): Geographical and stratigraphical distribution of Permian Bryozoa in China. – Recent and Fossil Bryozoa. LARWOOD, G. P. & NIELSEN, Cl. (Editors): 305–307, 3 Fig., Fredensborg.

KAUFFMAN, E. (1973): Cretaceous Bivalvia. – In: Atlas of Palaeogeography. HALLAM, A. (Editor). Elsevier Scientific Publishing Company: 353–383, 10 Fig., Amsterdam – London – New York.

KÜHN, O. (1930): Das Danien der äußeren Klippenzone bei Wien. – Geol. u. Paläont. Abh., N. F. **17,** 5: 495–576 (1–83), Jena.

LARWOOD, G. P., MEDD, A. W., OWEN, D. E. & TAVENER-SMITH, R. (1967): Bryozoa. – In: HARLAND, W. B. et al. „The Fossil Record". – Geol. Soc. of London: 379–395, London.

LECOINTRE, M. G. (1960): Le Turonien dans sa région type: La Touraine-Comptes rendus du Congrès des sociétés savantes de Paris et des départements tenu à Dijon 1959. Section des Sciences. Colloque sur le Crétacé supérieur français: 415–423, 3 Fig., Paris.

LEVINSEN, G. M. R. (1925): Undersoegelse over Bryozoerne in den Danske Kridtformation. – NIELSEN, K. B. & MORTENSEN, Th. (Editors). Kgl. Danske Videnskabs Selskabs Skrifter, Naturvidensk. og Mathem. Afd. 8, Raekke 7, 3: 1–165 (283–445), 28 Fig., Taf. 1–8, Kopenhagen.

LEYMERIE, A. (1851): Mémoire sur un nouveau type Pyrénéen parallèle à la craie proprement dite. – Mém. Soc. Géol. de France, sér. 2, vol. **4,** 3: 177–202. Taf. 9–11, Paris.

MARSSON, Th. (1887): Die Bryozoen der weißen Schreibkreide der Insel Rügen. – Paläont. Abhandl. **4,** 1: 1–112, Taf. 1–10, Berlin.

MARYANSKA, T. (1969): Bryozoa from the Uppermost Maastrichtian and Palaeocene Deposits of the Middle Vistula Gorge near Pulawy. – Prace Muzeum Ziemi **14:** 85–129, Taf. 1–13, Warszawa.

MENORVAL, E. Basse de (1960): Le domaine d'influence boréale. – Colloque sur le crétacé supérieur français Sous-section de Géologie. Section des Sciences. 84. Congrès des sciences savantes à Dijon: 799–814, Dijon.

MIDDLEMISS, F. A., RAWSON, P. F. & NEWALL, G. (1971): Faunal provinces in space and time. – Liverpool, See House Press: 1–236, Liverpool.

MOERI, E. (1977): Oberkretazische Schelfsedimente in den Zentralpyrenäen zwischen Rio Segre und Llobregat. – Eclogae Geologicae Helvetiae **70,** 1: 193–234, 11 Fig., Taf. 1–2, Basel.

MORET, L. (1938): Contribution à la Paléontologie des couches crétacées et éocènes du Massif sud de l'Atlas de Marrakech. – Service des Mines et de la carte géol. du Maroc, Mém. **49:** 1–76, Taf. 1–12, Rabat.

MORRIS, P. A. (1979): Pacific coast *Celleporina* GRAY (1848). – Fossil and Recent System. Association Spec. Vol. **13:** „Advances in Bryozoology": 467–490. LARWOOD, G. P. & ABBOTT, M. B. (Editors), Acad. Press, London and New York.

NEUMANN, M. (1980): Observations micropaléontologiques à propos du Campanien et du Maestrichtien. – N. Jb. Paläont. Mh. **7:** 417–427, Stuttgart.

NOVÁK, O. (1877): Die Bryozoen der böhmischen Kreideformation. – Denkschr. Kais. Akad. Wissensch. Wien, **37,** 2: 79–118, Taf. 1–10, Wien.

ORBIGNY, A. d' (1851–1854): Paléontologie francaise, Terrain Crétacé, T. 5 Bryozoaires: 1–1192, 200 Taf., Paris.

PERON, A. (1889–1890): Déscription des mollusques fossiles des terrains crétacés de la région sud des Hauts-Plateaux de la Tunisie, recueillis en 1885 et 1886 par M. Phil. THOMAS. – Exploration scientifique de la Tunisie S. 1–405, 31. Taf., Paris.

PLAZIAT, J. Cl. (1981): Late Cretaceous to late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **36:** 263–320, 24 Fig., Amsterdam.

POČTA, F. (1892): O Mechovkách z. Korycanských vrstev pod Kankem u Kutné Hory. – Česká Akad. Cisaře Frant. Josefa: 1–40, Taf. 1–4, (mit deutschem Text), Prag.

POUYET, S. & DAVID, L. (1979): Révision systématique du genre *Steginoporella* SMITT, 1873 (Bryozoa Cheilostomata). – Géobios **12,** 6–7: 763–817, 9 Fig., 4 Taf., Lyon.

PRANTL, F. (1938): Lower Turonian Bryozoa from Predboj (Bohemia). – Rozpravy statniho geologické bo Ústavu. **8:** 1–71, Taf. 1–2. (Tschechisch mit engl Text.), Prag.

REUSS, A. E. (1845–1846): Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Abt. I. 1845: 1–58, Taf. 1–13. Abt. II. 1846: 59–148, Taf. 14–51, Stuttgart.

— — (1854): Beitr. zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. – Denkschrift Kais. Akad. d. Wissenschaften, Wien, **7:** 158 S., 31 Taf. (Bryoz. S. 133–138). Taf. 28, Wien.

— — (1872): Die Bryozoen des unteren Quaders. – In: H. B. GEINITZ, Das Elbthalgebirge in Sachsen. I. Teil: Der untere Quader. – Palaeontographica **20,** 1: 97–144, 10 Taf., Cassel.

— — (1874): Die Foraminiferen, Bryozoen und Ostracoden des Pläners ebenda. II. Teil: Der mittlere und obere Quader. – Palaeontographica **20,** 2: 73–157, Taf. 20–28, Cassel.

ROSS, J. R. P. (1979): Permian Ectoprocts in Space and Time. – In: Historical Biogeography, Plate Tectonics and the Changing Environment. GRAY, J. & BOUCOT, A. J. (Editors), Oregon State Univ. Press: 259–276, Corvallis.

— — (1978): Biogeography of Permian Ectoproct Bryozoans. – Palaeontology **21,** 2: 341–356, 5 Fig., London.

— — (1981 a): Late Palaeozoic ectoproct Biogeography. Recent and Fossil Bryozoa. LARWOOD, G. P. & NIELSEN, Cl. (Editors): 213–220, 3 Fig., Fredensborg.

— — (1981 b): Biogeography of Carboniferous ectoproct Bryozoa. Palaeontology **24,** 2: 313–341, 10 Fig., London.

ROSS, Ch. & ROSS, J. R. P. (1981): Biogeographical influences on late Paleozoic faunal distributions. – Recent and Fossil Bryozoa. LARWOOD, G. P. & NIELSEN, Cl. (Editors): 199–212, 8 Fig., Fredensborg.

SCHOPF, Th. J. M. (1970): Taxonomic diversity gradients of ectoprocts and Bivalves and their geol. implication. – Geol. Soc. Am. Bull. **81:** 3765–3768, Chicago.

— — (1973): Ergonomics of Polymorphism: Its Relation to the Colony as the Unit of Natural Selection in Species of the Phylum Ectoprocta. In: Animal Colonies, BOARDMAN, R. S., CHEETHAM, A. H. & OLIVER, W. A. (Editors): 247–294, Stroudsburg.

— — (1979): The Role of Biogeographic Provinces in Regulating Marine Faunal Diversity through Geological Time. In: Historical Biogeography, Plate Tectonics and the Changing Environment. GRAY, J. & BOUCOT, A. J. (Editors), Oregon State Univ. Press: 449–457, Corvallis.

SÉRONIE-VIVIEN, M. (1972 a): Les Biozones du Sénonien en Aquitaine septemtrionale. – Bull. Soc. linnéenne de Bordeaux, **2,** 1: 20–24, 1 Taf., Bordeaux.

— — (1972 b): Contribution à l'etude du Sénonien en Aquitaine septentrionale. Ses Stratotypes: Coniacien, Santonien, Campanien. – Comité français de Stratigraphie. Centre National de la Recherche scientifique: 195 S., 44 Fig., Paris.

STEFANI, de, C. (1913): Fossili della creta superiore raccolti da Michele Sforza in Tripolitania. – Palaeontologica Italica **19,** Pisa.

TRÜMPER, E. (1970): Die Großforaminifere *Lepidorbitoides* SILVESTRI aus Bohrungen westlich Berlin und damit verbundene stratigraphische Probleme der höheren Oberkreide. – Jahrb. f. Geol. **1967:** 251–273, Berlin.

UBAGHS, J. G. (1865): Die Bryozoen-Schichten der Maastrichter Kreidebildung. – Nat. Hist. Ver. Preuss. Rheinlande u. Westfalen **22:** 31–62, Taf. 2–3, Bonn.

VISKOVA, L. A. (1972): Late Cretaceous cyclost. Bryozoa of the Wolga-river region and the Crimea. (russisch). – Academy of Sciences of the USSR. Transactions of the Palaeontological Institute **132:** 1–36, Taf. 1–18, Moskau.

VOIGT, E. (1924): Beiträge zur Kenntnis der Bryozoenfauna der sub-herzynen Kreidemulde. – Paläont. Z. **6,** 2: 93–173, 192–247, 11 Fig., Taf. 3–8, Stuttgart.

— — (1928): Bryozoen aus dem Gosauvorkommen am Taubensee bei Kössen in den Nordtiroler Kalkalpen. – Centralbl. f. Min. etc. **1928,** Abt. B, 7: 443–448, Stuttgart.

— — (1949): Cheilostome Bryozoen aus der Quadratenkreide Nordwestdeutschlands. – Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg **19:** 1–49, Taf. 1–11, Hamburg.

— — (1951): Das Maastricht-Vorkommen von Ilten bei Hannover und seine Fauna, mit besonderer Berücksichtigung der Großforaminiferen und Bryozoen. – Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg **20:** 15–109, 10 Taf., Hamburg.

— — (1957): Bryozoen aus dem Kreidetuff von St. Symphorien bei Ciply (Ob. Maastrichtien). – Bull. Inst. royal des Sciences nat. de Belgique. **33,** No. 43: 1–48, Taf. 1–12, Bruxelles.

— — (1960): Bryozoen und andere benthonische Kleinfossilien aus dem Liechtensteiner Kreideflysch. – Abh. deutsche Akad. der Wissenschaft, Berlin Kl. III, 1: 225–234. Taf. 2, (KRAUS-Festschrift), Berlin.

— — (1962): Oberkreidebryozoen des Europäischen Teils der UdSSR und einiger anliegender Gebiete. – Verlag Moskauer Universität: 1–66, Taf. 1–28 (russisch), Moskau.

— — (1963): Orbitoidenführendes Kieselgestein als nordisches Geschiebe aus der Umgebung von Hamburg. (Ober-Maastrichtien, Obere Kreide.) Zur Paläoklimatologie der Oberkreide. – Geol. Jb. **80:** 495–512, 2 Taf., Hannover.

— — (1964): Zur Temperatur-Kurve der oberen Kreide in Europa. – Geol. Rdsch. **54:** 270–317, 12 Abb., Stuttgart.

— — (1967): Oberkreide-Bryozoen aus den asiatischen Gebieten der UdSSR. – Mittl. Geol. Staatsinstitut Hamburg **36:** 5–95, 2 Abb., Taf. 1–34, Hamburg.

— — (1968): On the Cretaceous age of the so-called Jurassic Cheilostomates Polyzoa (Bryozoa). A contribution to the knowledge of the Polyzoa-Fauna of the Maastrichtian in the Cotentin (Manche). – Bull. of the Brit. Museum (Nat. History). Geology **17,** 1: 1–45, 2 Fig., Taf. 1–8, London.

— — (1973): Bryozoen aus dem Santon von Gehrden b. Hannover. I. Cyclostomata. – Ber. Naturhist. Ges. **117:** 111–147, Taf. 7–14, Hannover.

— — (1975): Bryozoen aus dem Campan von Misburg bei Hannover. – Ber. Naturhist. Ges. **119:** 235–277, Taf. 1–6, Hannover.

— — (1977): *Infundibulipora huckriedei* n. sp. (Bryoz. Cyclostomata) from the Upper Cretaceous of Iran and western Europe. (With remarks on the genus *Infundibulipora* BROOD 1942. – J. Palaeont. Soc. India, **20:** 230–236 (for 1975), Lucknow.

— — (1979 a): Bryozoen der Kunrader Schichten in Süd-Limburg. – Grondboor en Hamer **33,** 2: 33–88, Taf. 1–14. Oldenzaal.

— — (1979 b): Vorkommen, Geschichte und Stand der Erforschung der Bryozoen des Kreidesystems in Deutschland und benachbarten Gebieten. In: Aspekte der Kreide Europas. JUGS Series A, **6:** 171–210, 7 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

WANNER, J. (1902): Die Fauna der obersten weißen Kreide der libyschen Wüste. – Paläontographica **30. II.** 1883–1903: 91–152. Tab. 13–19, Stuttgart.

WEISS, W. (1982): Planktonische Foraminiferen aus dem Cenoman und Turon von Nordwest- und Süddeutschland. – Palaeontographica A, **178:** 49–108, 9 Abb., 6 Taf., Stuttgart.

WIEDMANN, J., BUTT, A. & EINSELE, G. (1982): Cretaceous stratigraphy, environment and subsidence, history at the Moroccan continental margin. – In: Geology of the Northwest African Continental Margins, v. RAD, V., HINZ, K., SARNTHEIM, M. & SEIBOLD, E. (Eds.): 366–395, 18 Fig., Berlin, Heidelberg, New York.

WIESEMANN, G. (1963): Untersuchungen an der Gattung *Beisselina* CANU 1913 und ähnl. Bryozoen (Maastrichtien, Danien, Montien). – Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg **32:** 5–70, Taf. 1–12, Hamburg.

ZUFFARDI-COMERCI, R. (1927): Fauna del ne-cretacio della Tripolitania. – Bolletino del R. Uffic. Geolog. d'Italia **52,** 12: 11(1)–28(12), Roma.

Bemerkungen zu den Tafelerklärungen:

Die Originale zu den Figuren befinden sich, soweit nicht anders angegeben, in der Coll. VOIGT des Geologisch-Paläontologischen Instituts und Museums der Universität Hamburg. Die Nummern beziehen sich zugleich auf den Photokatalog der Coll. VOIGT.

Die Genusnamen, unter denen die Art zuerst beschrieben wurde, sind in eckigen Klammern [ ] hinzugefügt.

Die mit * versehenen Figuren sind REM (Scan)-Aufnahmen.



Tafel 1

Südarten (Cheilostomata)

Fig. 1. „*Flustrina*“ *spatulata* D'ORBIGNY. Bruchstück des bilamellären Zoariums, die kleinen paarigen Avicularien zwischen den Aperturae und vereinzelte große interzooeciale Avicularien zeigend.
Santonium, Vendôme (Loir-et-Cher, Frankreich). Coll. VOIGT Nr. 9638, × 20.

Fig. 2. *Coscinopleura lamourouxi* (v. HAGENOW) [*Eschara*], bilamelläres Bruchstück, die kleinen Cavernen zwischen den Zooecien und die randlichen, schlecht sichtbaren Vibracularien zeigend.
Ob. Maastrichtium, Olazagutia (Navarra, Spanien). Coll. VOIGT Nr. 9623, × 20.

Fig. 3. *Micropora undata* (D'ORBIGNY) [*Vincularia*] Zylindrisches Bruchstück.
Santonium, Vendôme (Loir-et-Cher, Frankreich). Holotypus, Coll. D'ORBIGNY Nr. 7750, Mus. d'Histoire Naturelle, Paris. × 20.

Fig. 4. *Rhynchotella*[1]) *frondosa* (D'ORBIGNY) [*Flustrella*]. Bilamelläres Bruchstück, mit kleinen frontalen Avicularien und großen randlichen Avicularien, die den gezackten Rand bilden.
Coniacium, Tours (Indre-et-Loire, Frankreich). Holotypus, Coll. D'ORBIGNY Nr. 7852, Mus. d'Histoire Naturelle, Paris, × 20.

Fig. 5. *Onychocella eryx* (D'ORBIGNY) [*Eschara*]. Bilamelläres Bruchstück.
Turonium, Martigues (Bouches du Rhone, Frankreich). Holotypus, Coll. D'ORBIGNY Nr. 7881, Mus. d'Histoire Naturelle, Paris, × 20.

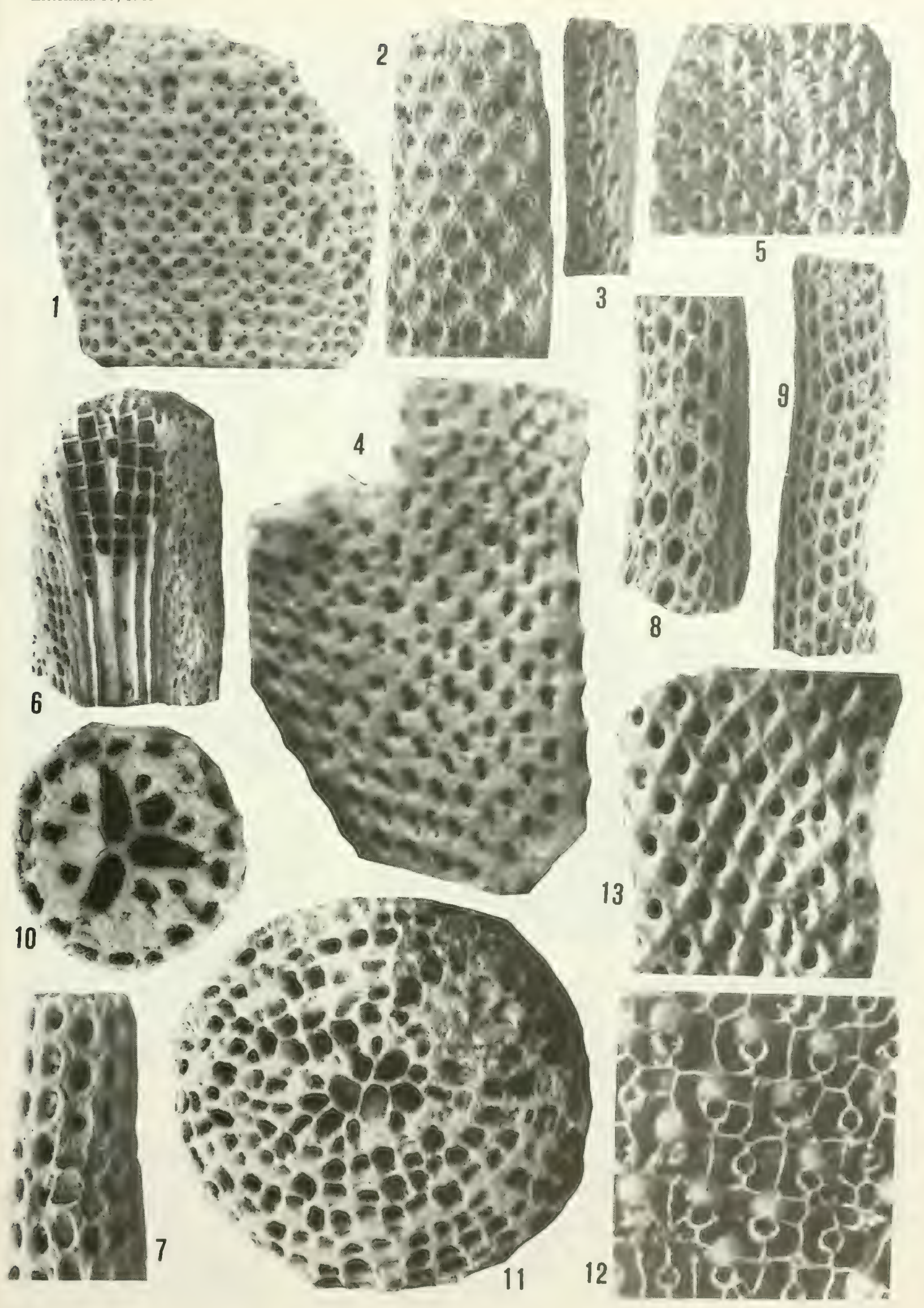
Fig. 6–11.* *Heteroconopeum janieresiense* (CANU) [*Membranipora*].
- Fig. 6. Längsschnitt des zylindrischen multilamellären Zoariums, das achsiale Bündel großer Zooecien, umgeben von den äußeren Lagen der kleinen Zooecien, zeigend Coll. VOIGT Nr. 9705, × 10.
- Fig. 7. Distal-Ende des Zoariums, die großen Zooecien der Achse zeigend. Coll. VOIGT Nr. 9717, × 18.
- Fig. 8. Ähnliches Exemplar mit den großen inneren Zooecien. Coll. VOIGT Nr. 9720, × 20.
- Fig. 9. Bruchstück mit den kleinen äußeren Zooecien. Coll. VOIGT Nr. 9727, × 20.
- Fig. 10. Querschnitt eines jungen Zoariums, die großen Zooecien des achsialen Bündels umgeben von der ersten äußeren Lage kleiner Zooecien. Coll. VOIGT Nr. 9704, × 45.
- Fig. 11. Querschnitt eines alten Zoariums mit vielen äußeren Zooecienlagen. Coll. VOIGT Nr. 9635, × 30.

(Fig. 6, 8–11 Ob. Turon, La Chartre sur le Loir; Fig. 7 Ob. Turon, Sougé (Loir-et-Cher, Frankreich)).

Fig. 12. *Taenioporina arachnoidea* (GOLDFUSS) [*Eschara*]. Ausschnitt des bilamellären Zoariums mit zahlreichen Ooecien.
Ob. Maastrichtium, Maastricht. Holotypus. Coll. Paläont. Institut Universität Bonn, × 20.

Fig. 13. *Onychocella danae* (D'ORBIGNY) [*Eschara*] Teilansicht des bilamellären Zoariums mit einigen Avicularien. Holotypus. Coll. D'ORBIGNY Nr. 7847, Mus. d'Histoire Naturelle Paris.
Coniacium, Tours (Indre-et-Loire, Frankreich), × 20.

[1]) Das von CANU (1900) eigens für diese Art errichtete Genus (Subgenus) *Rhynchotella* wird für diese eigenartigen bilamellären Formen hier vorerst beibehalten und nicht als Synonym der rezenten Gattung *Rhamphonotus* NORMAN 1894 (BASSLER 1953 im Treatise S. G 166) angesehen, die auch keine großen, den gezackten Rand bildende Avicularien besitzt.


1
2
3
5
4
9
8
6
13
10
7
11
12

Tafel 2

Südarten (Cheilostomata)

Fig. 1. *Onychocella girondina* (D'ORBIGNY) [*Eschara*]. Bilamelläres Bruchstück mit Ooecien und Avicularien.
Ob. Campanium, Royan (Charente maritime, Frankreich). Coll. VOIGT Nr. 9631, × 20.

Fig. 2. *Onychocella cyntia* (D'ORBIGNY) [*Eschara*]. Bilamelläres Bruchstück mit Avicularium oberhalb der Mitte.
Coniacium, Tours (Indre-et-Loire, Frankreich). Holotypus. Coll D'ORBIGNY, Paris, Nr. 7842, × 20.

Fig. 3. *Onychocella aegon* (D'ORBIGNY) [*Eschara*]. Bilamelläres Bruchstück mit Avicularien und Ooecien.
Coniacium, Villedieu (Indre-et-Loire, Frankreich). Coll. VOIGT Nr. 4534, × 20.

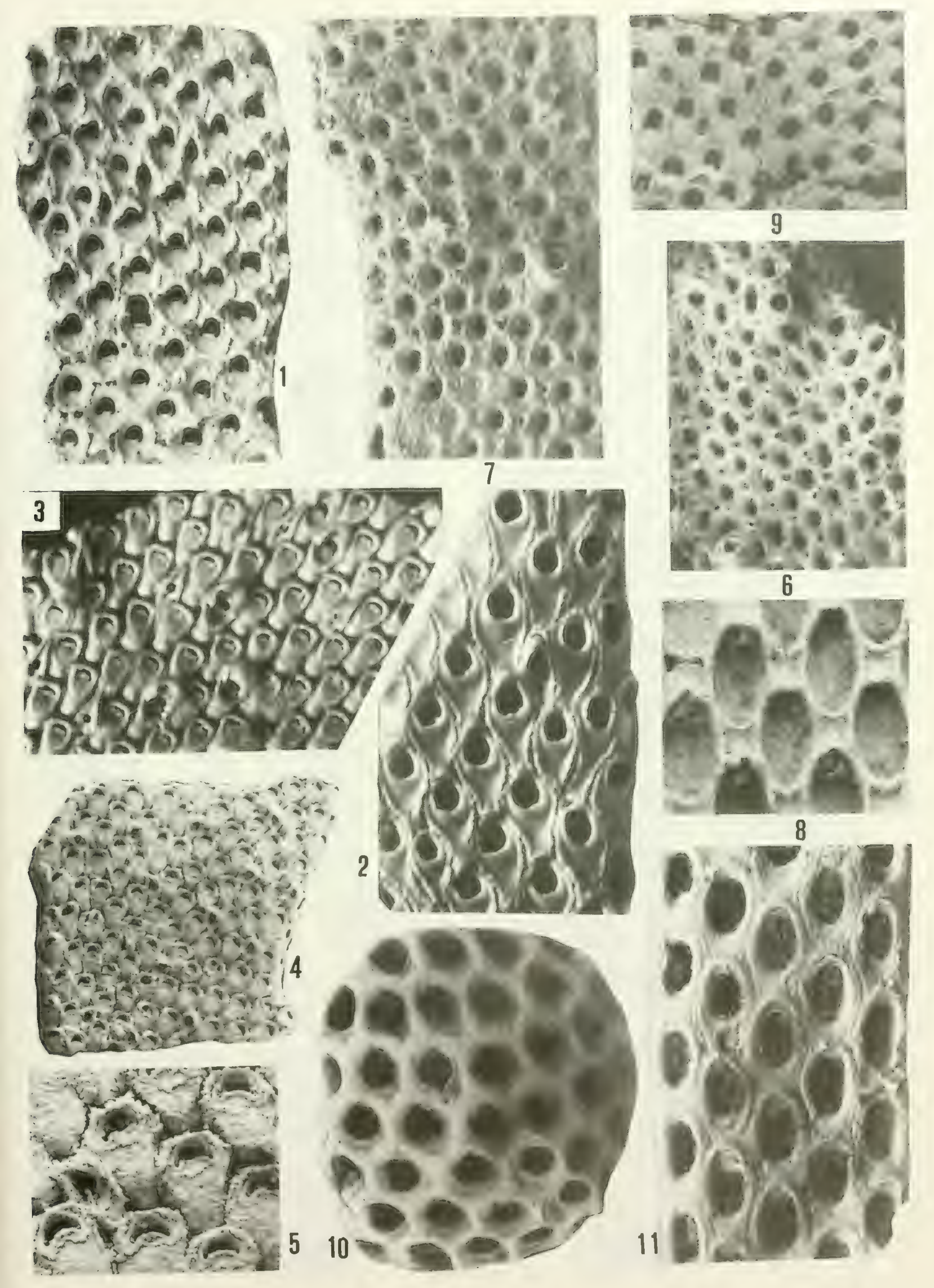
Fig. 4–5. *Onychocella aegle* (D'ORBIGNY) [*Eschara*].
Fig. 4. Bilamelläres Bruchstück mit kleinen Avicularien, × 15.
Fig. 5. Vergrößerter Ausschnitt mit Avicularium, × 50.
Coniacium, Tours (Indre-et-Loire, Frankreich). Coll. VOIGT Nr. 9626.

Fig. 6–8. *Frurionella polymorpha* (D'ORBIGNY) [*Flustrella*].
Fig. 6–7. Verschiedene Ansichten des bilamellären Zoariums mit kleinen frontalen Avicularien.
Fig. 6. Coll. VOIGT Nr. 9630, × 20.
Fig. 7. Coll. VOIGT Nr. 9702, × 36.
Fig. 8. Innenansicht der Zooecien, die massive Frontalwand zeigend. Ob. Campanium, Royan, (Charente maritime, Frankreich). Coll. VOIGT Nr. 9725, × 50.

Fig. 9. *Euritina welschi* CANU. Bilamelläres Zoarium mit Avicularien und Ooecien.
Ob. Turon, Bois de Gareau (Sarthe, Frankreich). Coll. VOIGT Nr. 9629, × 20.

Fig. 10. *Stichopora clypeata* v. HAGENOW. Oberseite des schildförmigen Zoariums.
Ob. Maastrichtium, St. Pietersberg b. Maastricht (Niederlande). Coll. VOIGT Nr. 9703, × 20.

Fig. 11.* *Biflustra regularis* D'ORBIGNY. Bilamelläres Bruchstück.
Campanium, Brossac (Charente, Frankreich). Coll. VOIGT Nr. 9722, × 20.


1
7
9
6
3
8
2
4
5
10
11

Tafel 3

Südarten (Cyclostomata)

Fig. 1.* *Meliceritites royana* WATERS. Mit spitzem Avicularium unterhalb der Bildmitte.
Coniacium, Villamartin (Burgos, Spanien). Coll. VOIGT Nr. 9622, × 25.

Fig. 2– 3.* *Meliceritites magnifica* (D'ORBIGNY) [*Multelea*]
Coniacium, Tours (Indre-et-Loire, Frankreich). Fig. 2 Coll. VOIGT Nr. 9628, × 12; Fig. 3, × 25.

Fig. 4. *Foricula pyrenaica* D'ORBIGNY.
Cenomanium, Source salée bei Rennes les Bains, (Audes Frankreich), Holotypus, Coll. D'ORBIGNY, Mus.d'Histoire Naturelle Paris, Nr. 6566, × 12.

Fig. 5– 6.* *Idmonea dorsata* v. HAGENOW.
Ob. Maastrichtium, Olazagutia (Navarra, Spanien). Fig. 5 Frontalansicht, Fig. 6 Dorsalansicht. Coll. VOIGT Nr. 9618 a u. b, × 12.

Fig. 7. *Unicytis falcata* D'ORBIGNY.
Coniacium, Joué-les-Tours (Indre-et-Loire, Frankreich). Lateralansicht. Coll. VOIGT, Nr. 4453, × 12.

Fig. 8– 9.* *Diplodesmopora opposita* CANU & BASSLER.
Fig. 8 Frontalansicht × 25; Fig. 9 Lateralansicht, die gut erhaltenen, weit abstehenden Faszikel zeigend × 20;
Coniacium, Tours (Indre et Loire, Frankreich). Coll. VOIGT, Nr. 9627.

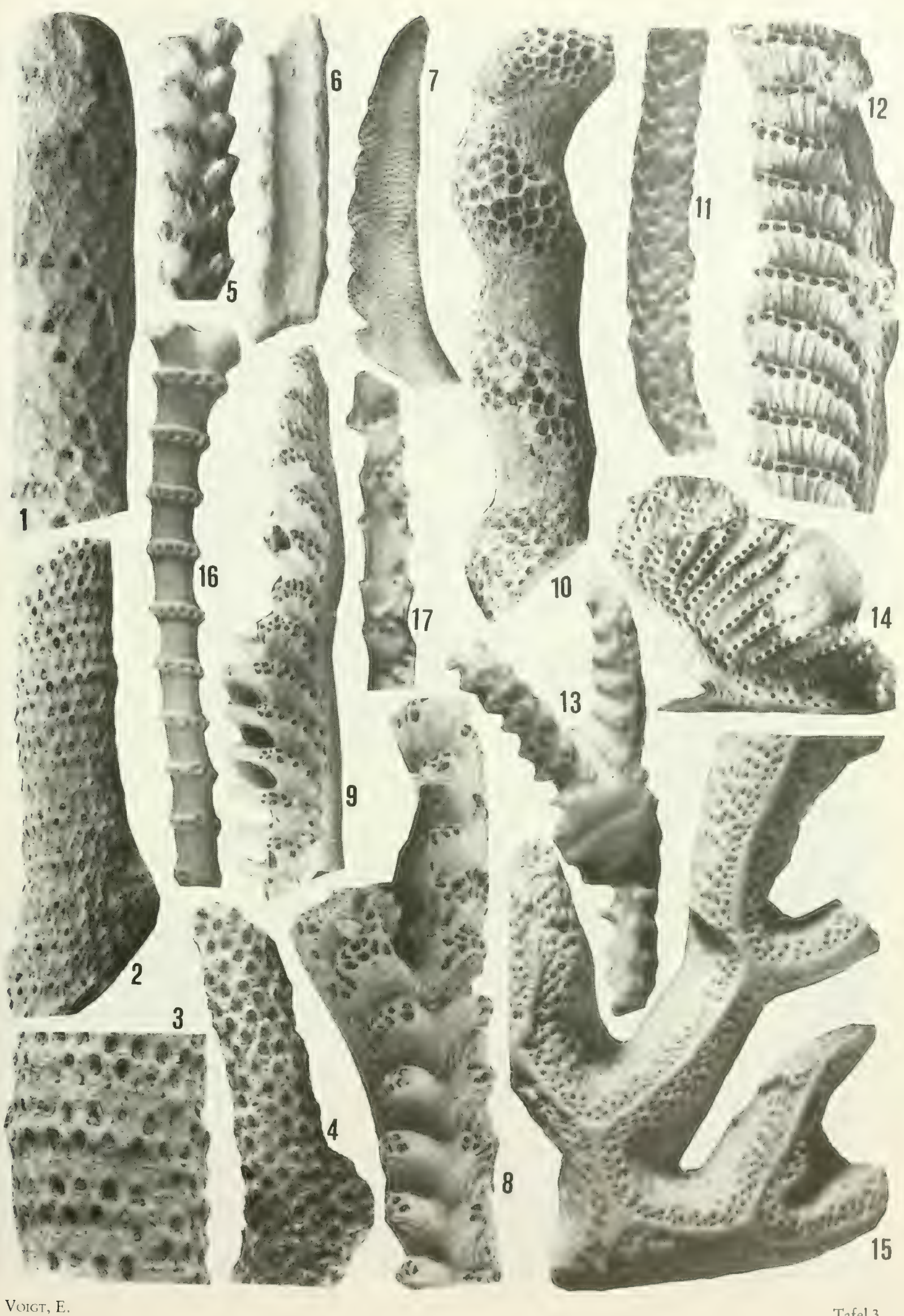
Fig. 10.* *Zonopora spiralis* (GOLDFUSS) [*Ceriopora*].
Ob. Campanium, Royan (Charente maritime, Frankreich). Coll. VOIGT, Nr. 9624, × 12.

Fig. 11. *Filicea rhomboidalis* D'ORBIGNY.
Santonium. Les Roches (Loir-et-Cher, Frankreich). Holotypus. Coll. D'ORBIGNY, Mus. d'Histoire Naturelle, Paris, Nr. 8378, × 12.

Fig. 12–14. *Idmidronea ramosa* (D'ORBIGNY) [*Idmonea*] (= *Idmonea macilenta* v. HAGENOW).
Ob. Maastrichtium, Grube Curfs, Gem. Berg b. Maastricht (Niederlande).
Fig. 12* Lateralansicht, Coll. VOIGT, Nr. 9723, × 20.
Fig. 13 Frontalansicht mit Gonozoid. Coll. VOIGT, Nr. 9724, × 12.
Fig. 14 Basis mit Gonozoid, Coll. VOIGT, Nr. 4165, × 12.

Fig. 15.* *Retecava clathrata* (GOLGFUSS) [*Retepora*].
Ob. Maastrichtium, Maastricht (Niederlande). Holotypus, Coll. Paläont. Inst. Univ. Bonn, × 12.

Fig. 16–17. *Spirentalophora ligeriensis* (D'ORBIGNY) [*Spiropora*].
Coniacium, Tours (Indre-et-Loire, Frankreich).
Fig. 16 Dichotomes Stück; Coll. VOIGT Nr. 5498, × 12.
Fig. 17 Fragment mit Gonozoid. Coll. VOIGT Nr. 4700, × 12. (Fig. 16–17 nach VOIGT & FLOR 1970).


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

Tafel 4

Nord-Arten (Cheilostomata)

Fig. 1 *Onychocella pockrandti* VOIGT, bilamelläres Zoarium, die spitzen Avicularien und einige Oecien zeigend.
Unt. Maastrichtium, Grube Saturn b. Kronsmoor (Holstein). Coll. VOIGT Nr. 9706, × 20.

Fig. 2–3. *Onychocella decipiens* VOIGT. Fig. 2 bilamelläres Zoarium, × 20; Fig. 3 vergrößerter Ausschnitt, × 45, die punktförmigen Spinalmarken über der Apertura zeigend.
Santonium, Grube Broistedt b. Peine (Niedersachsen). Coll. VOIGT Nr. 9634.

Fig. 4 *Onychocella* (?) *quadrilatera* VOIGT [*Vincularia*], dichothomes Bruchstück.
Ob. Maastrichtium, Stevns Klint (Seeland, Dänemark). Coll. VOIGT Nr. 4558, × 20.

Fig. 5. *Onychocella hermione* BRYDONE, 2 schmale Bruchstücke mit spitzen Avicularien.
Ob. Maastrichtium, Grube Saturn bei Kronsmoor (Holstein). Coll. VOIGT Nr. 9710, × 20.

Fig. 6. *Solenonychocella hennigi* VOIGT, Bruchstück des zylindrischen Zoariums mit kleinen Avicularien und ringförmig die Opesien umgebenden Cavernen.
Ob. Maastrichtium, Hemmingslycke (Schonen, Schweden). Coll. VOIGT Nr. 9633, × 20.

Fig. 7. *Woodipora disparilis* (D'ORBIGNY) [*Vincularia*], mit großen spitzen Avicularien.
Ob. Campanium, Vigny b. Paris (Seine et Oise, Frankreich). Coll. VOIGT Nr. 9711, × 20.

Fig. 8. *Lunulites beisseli* MARSSON. Scheibenförmiges Zoarium mit schmalen Vibracularien am Anfang neuer Zooecienreihen.
Unt. Maastrichtium, Hemmoor (Niedersachsen). Coll. VOIGT Nr. 9715, × 15.

Fig. 9–12. *Volviflustrellaria volvox* (QUENSTEDT) [*Cellepora*].

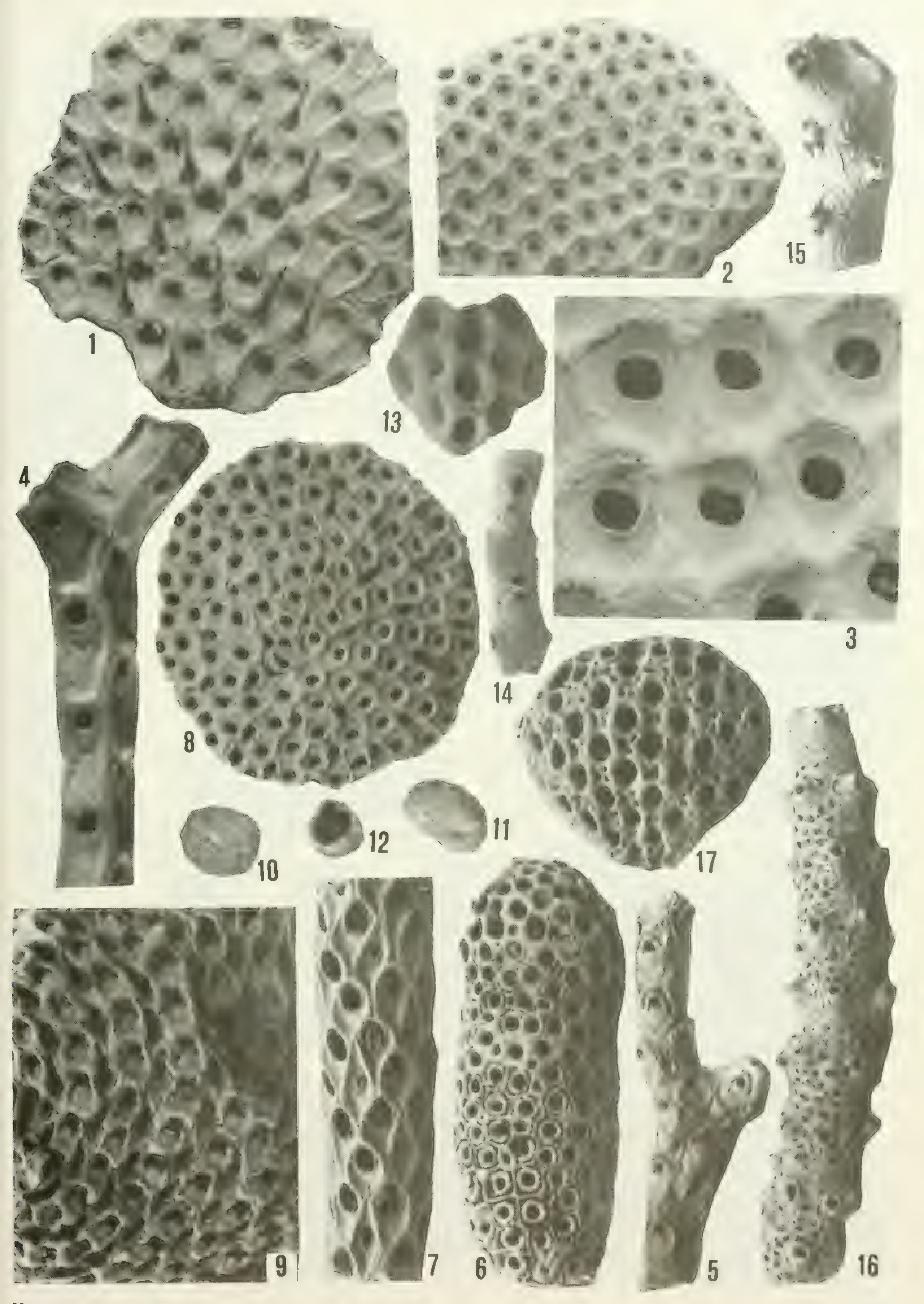
- Fig. 9* Teilansicht des spiral eingerollt gewachsenen kugeligen Zoariums. Coll. VOIGT Nr. 9714, × 20.
- Fig. 10–11 Zoarien nat. Größe. Fig. 10, Coll. VOIGT Nr. 8816; Fig. 11 Coll. VOIGT Nr. 8817
- Fig. 12 Zoarium aufgebrochen, im Inneren ein Eisen-Erzgeröll als Substrat zeigend. Santonium, Gr. Bülten b. Peine (Niedersachsen). Coll. VOIGT Nr. 8818, × 1.

Fig. 13. *Stichopora pentasticha* v. HAGENOW, schildförmiges Zoarium, Oberseite.
Ob. Maastrichtium, Hemmoor (Niedersachsen). Coll. VOIGT Nr. 4495, × 20.

Fig. 14–15. *Pnictoporopsis pontifera* VOIGT. Fig. 14 schlecht erhaltenes Bruchstück, × 14; Fig. 15 Bruchstück mit erhaltener Brücke über der Apertura, × 15.
Unt. Campanium, Grube Breitenburg b. Lägerdorf (Holstein). Coll. VOIGT Nr. 9718 u. 9730.

Fig. 16. *Columnotheca cribrosa* MARSSON. Altes zylindrisches Stämmchen mit von kleinen Heterozooecien inkrustrierter Stockoberfläche.
Ob. Maastrichtium, Stevns Klint (Seeland, Dänemark). Coll. VOIGT Nr. 9729, × 20.

Fig. 17. *Beisselinopsis marginata* (v. HAGENOW) [*Eschara*]. Fächerförmiges bilamelläres Zoarium.
Unt. Maastrichtium, Rügen (DDR). Coll. VOIGT Nr. 9712, × 20.


1
2
15
13
3
4
8
14
17
10
12
11
9
7
6
5
16

Tafel 5

Nord-Arten (Cyclostomata)

Fig. 1. *Clinopora lineata* (BEISSEL) [*Entalophora*], die charakteristische Längsstreifung zeigend. Ob. Campanium, Basbek b. Hemmoor (Niedersachsen). Coll. VOIGT Nr. 9707, × 35.

Fig. 2. *Pachyteichopora verrucosa* (ROEMER) [*Pustulopora*], die charakteristischen Warzen und die Granulation der Stockoberfläche zeigend.
Santonium, Broistedt b. Peine (Niedersachsen). Coll. VOIGT Nr. 9625, × 15.

Fig. 3. *Sulcocava sulcata* D'ORBIGNY (forma *cristata* D'ORBIGNY).
Santonium Vendôme (Loir et Cher, Frankreich). Coll. VOIGT Nr. 9636, × 25.

Fig. 4. *Canalipora articulata* (v. HAGENOW) [*Ceriopora*], Aperturae durch Diaphragmen verschlossen.
Ob. Maastrichtium, Stevns Klint (Seeland, Dänemark). Coll. VOIGT Nr. 9701, × 20.

Fig. 5– 7.* *Kvarnbyella ornata* (REUSS) [*Filisparsa*], die feine Längsstreifung zeigend.
Ob. Campanium, Gr. Alsen b. Lägerdorf (Holstein).
Fig. 5–6 Frontalseite; Fig. 7 Dorsalseite Coll. VOIGT Nr. 9728, 9719 und 9709. Fig. 5 × 20, Fig. 6 × 25, Fig. 7 × 30.

Fig. 8–11. „*Fasciculipora*“ *hustedti* VOIGT. 4 pilzförmige Zoarien;
Fig. 8– 9 von der Unterseite, 10–11 in Seitenansicht,
Fig. 9–11 die Knospung mehrerer Subkolonien zeigend.
Santonium, Gr. Bülten b. Peine (Niedersachsen), ca. × 2,5.

Fig. 12. *Ceriocava incrustata* (ROEMER) [*Escharites*].
Santonium, Gr. Bülten b. Peine (Niedersachsen). Coll. VOIGT Nr. 4464 II, × 7.

Fig. 13. *Petalopora arasloevensis* BROOD, Mesoporen zwischen den Aperturae zeigend.
Ob. Campanium, Hemmingslycke (Schonen, Schweden). Coll. VOIGT Nr. 9720, × 20.

Fig. 14–15. *Spiropora verticillata* (GOLDF.) [*Ceriopora*].
Fig. 14 in der Mitte das sich in 2 Arme teilende Gonozooid mit Ooeciostom zeigend. Santonium, Hannover. Coll. VOIGT Nr. 3633, × 25.
Fig. 15 Querschnitt des zylindrischen Stämmchens, an der Peripherie das rings um das Zoarium ziehende, aufgebrochene Gonozooid zeigend. Ob. Maastrichtium, Maastricht. × 12, (Nach VOIGT & FLOR 1970).

Fig. 16–18. *Spiropora suecica* VOIGT & FLOR.
Fig. 16 Gegabeltes dickes Stämmchen, Holotypus. Coll. VOIGT Nr. 5338, × 12.
Fig. 17 verdicktes Distal-Ende mit aufgebrochenem, um das Stämmchen ziehendem Gonozooid. Coll. VOIGT Nr. 5340, × 12.
Fig. 18 Mit Heterozooecien zwischen den Wirteln der Aperturae. Coll. VOIGT Nr. 5186, × 12.
Ob. Campanium, Hemmingslycke (Schonen, Schweden), sämtlich × 12. (Fig. 16–18 nach VOIGT & FLOR 1970), × 12.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18



Zitteliana	**10**	349–357	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Trends in Early Cretaceous clay mineralogy in NW Europe

By

CHRISTOPHER PETER SLADEN*)

With 12 text figures and 1 table

ABSTRACT

Distinct trends occur in the clay mineralogy of fine-grained sediments from the Portlandian to Aptian in NW Europe. In many instances, these trends reflect variations in the weathering conditions that existed in the source-areas and can be used to help reconstruct the source-area environment. The following general trend in clay mineralogy can be recognised in most areas of NW Europe. From the Portlandian, through the Berriasian and into the Valanginian, kaolinite increases in abundance whilst the mixed-layer minerals decrease and change in composition. This reflects a transition in the source-areas from low relief beneath a hot semi-arid climate, toward relatively high (re-emphasised relief) beneath a warm humid-temperate climate. The soils and saprolites changed from alkaline and poorly-leached ('pedocals') to acid and well-leached ('podsols'). From the Hauterivian, through the Barremian and into the Aptian, kaolinite gradually declines whilst the mixed-layer minerals increase and their composition again changes. This trend reflects gradual submergence of the land-masses beneath shallow shelf-seas which effectively lowered source-area relief, so making leaching less severe, and also perhaps in part a climatic amelioration.

KURZFASSUNG

In den feinkörnigen Sedimenten des Portland bis Apt in NW Europa lassen sich Unterschiede in der Zusammensetzung der Tonminerale feststellen. Solche Entwicklungstendenzen spiegeln öfters die Verwitterungsbedingungen in den Ursprungsgebieten wider und helfen bei der Rekonstruktion ihrer Umweltsbedingungen. Folgende Veränderungen und allgemeine Entwicklungstendenzen in der Tonmineralogie können in den meisten Gebieten NW Europas aufgezeigt werden: Vom Portland, während des Berrias bis in das Valangin wächst der Gehalt an Kaolinit, während die Wechselschicht-Minerale ("mixedlayer minerals") abnehmen und ihre Zusammensetzung ändern. Die zeigt den Übergang von einem flachen Relief unter heißem semiariden Klima zu einem relativ ausgeprägten Relief unter warmem, feuchttemperiertem Klima an. Die Böden und Verwitterungsdecken wechselten von alkalisch und schwach ausgelaugt ("pedocals") zu sauer und stark ausgelaugt ("podsols"). Vom Hauterive, durch das Barreme bis in das Apt nimmt der Kaolit allmählich ab, während die Wechselschicht-Minerale zunehmen und auch in der Zusammensetzung sich verändern. Diese Entwicklung zeigt stufenweises untertauchen vom Land unter einem flachen Schelfmeer an, dies hatte eine Verflachung des Reliefs im Ursprungsgebiet zur Folge; so wird die Auslaugung abgeschwächt. Vielleicht steht hiermit auch eine Klima-Verbesserung im Zusammenhang.

INTRODUCTION

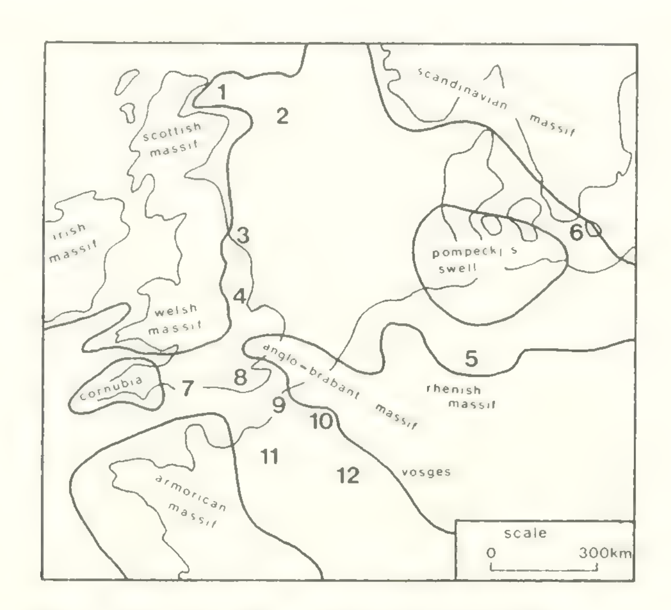
Clay minerals that have recently been transported and deposited on continents, on continent margins and in the ocean basins frequently carry characteristics inherited from their source-areas. Often, there is a correlation between the source-area weathering environment and clay mineral assemblages (WEIR et al. 1975; FEUILLET & FLEISCHER 1980; SCOTT 1975). The weathering environment (or type of leaching that occurs) is the interactive result of the climate (particularly temperature and rainfall), the topography, the types of vegetation and organisms, the parent rock composition and length of time involved. This paper examines the origins of clay minerals in the Early Cretaceous sediments of NW Europe with particular emphasis on the weathering environment in source areas. Due to a coincidence of features, the weathering environment

*) C. P. SLADEN, BP Petroleum Development (UK) Ltd., Aberdeen AB2 OPB, Scotland.

can be deduced for sediments supplied to many areas e. g. Lower Saxony, the Weald and Wessex.

Samples of clays and fine-grained silts from each of the areas studied (Fig. 1) have been analysed using X-ray diffraction techniques which allow a precise identification and semi-quantification of the clay minerals present (SLADEN, 1980). Analysis of hundreds of samples coupled with the use of trends in relative clay mineral abundances prevents overinterpretation of data which are known to be only semi-quantitative. Careful, reliable analyses are required because variations in the assemblages, which are dominated by kaolinite, illite and mixed-layer minerals, are often quite subtle. The techniques used were designed to recognise these variations.

TRANSPORT, DEPOSITION, DIAGENESIS AND RECENT WEATHERING



KEY TO NUMBERS

1 Moray Firth
2 Central North Sea
3 Yorkshire
4 East Midlands
5 Lower Saxony
6 Bornholm
7 Wessex
8 Weald
9 Boulonnais
10 Mons
11 Pays de Bray
12 Haute Marne

FIG. 1. SIMPLIFIED PALAEOGEOGRAPHY OF NW EUROPE IN THE EARLY CRETACEOUS AND AREAS WHERE THE SEDIMENTS HAVE BEEN STUDIED

DIAGENETIC GRADE	PARAMETERS INDICATING DIAGENETIC GRADE: illite crystallinity index	illite sharpness ratio	% 2M illite polymorph	maximum burial temperature	YORKSHIRE				BORNHOLM				WEALD				BOULONNAIS				MONS			
	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D
immature	>20	<1·5	<20	<70	31	1·1	11	40	25	1·3	8	45	30	1 1	10	65	23	1 4	14	35	29	1 2	0	32
mature	16-20	1·5-2·0	20-50	70-140																				
super mature	<16	>2·0	>50	>140																				

TABLE 1. DIAGENETIC GRADE OF EARLY CRETACEOUS FINE-GRAINED SEDIMENTS FOR VARIOUS AREAS OF OUTCROP IN NW EUROPE

Unveiling the origins of clay minerals in clay sediments must proceed in a methodical order because they are extremely sensitive to environmental changes. The first feature to consider is the effect of recent weathering. Borehole samples and fresh outcrop samples from similar horizons usually show similar assemblages even of very sensitive mixed-layer minerals and this indicates that there is little alteration occurring near the surface (full discussion in SLADEN, 1980).

The next effect to consider is diagenesis. Various parameters of the illites and mixed-layer illite-smectites, together with organic maturation levels, indicate an immature diagenetic grade and thus little alteration due to burial (Table 1). Calculating a maximum burial depth also indicates that conditions were not sufficient to alter the clay minerals (even with a high geothermal gradient). (Some alteration has occurred in the more deeply buried areas, particularly some parts of the North Sea, but these samples are not considered here). Early diagenesis has also left the clay minerals generally unaltered. Siderite ironstones formed prior to significant burial and hydromorphic gleys developed sphaeorsiderite and iron oxide mottles but these horizons show little change in the clay minerals (SLADEN, 1980 & in press.). Rare volcanogenic horizons were transformed into smectite-rich bentonites (O'B KNOX & FLETCHER, 1978).

The various clay mineral assemblages that are found all occur in fresh water, brackish and marine sediments and this indicates that halmrolysis did not markedly affect them during transport and deposition. Also, size-grading of the clay minerals during transport was very limited. This was because there were only small differences in the particle sizes of the kaolinite, illite and mixed-layer minerals and also, the distance of transport was often very short (less than 500 km in many instances).

The discussion above indicates that, in many samples, the clay minerals survived transportation, deposition and diagenesis without significant modification to their structures or relative abundances. In these samples, the clay mineralogy must closely reflect the products of the weathering environment in their source areas.

ASSEMBLAGES AND TRENDS CREATED BY SOURCE-AREA WEATHERING

In this, and the following sections, only the clay mineralogy of samples unaffected by transport, deposition and diagenesis is considered. This mineralogy is taken to be the product of source-area weathering environments.

GENERAL FEATURES

Upward, from the late Portlandian through to the early Aptian, a distinct trend in clay mineral abundances occurs. From the late Portlandian into the Berriasian, kaolinite increases and mixed-layer minerals decrease. Kaolinite reaches a maximum during the late Berriasian and Valanginian and then from the Hauterivian onwards, kaolinite gradually declines and mixed-layer minerals increase. The decline in kaolinite content continues at least into the early Aptian. In areas where the sequence is fairly complete, the above trend is well-developed (Figs. 2–5). In other areas, where the sequences are incomplete parts of the trend can still be recognised (Figs. 6–11).

At the same time that the abundance of clay minerals was changing, so too was the nature of many clay minerals, particularly the mixed-layers. Also, the various clay minerals making up an assemblage often varied slightly from area to area across NW Europe and so this creates an 'identify' to many areas. These are described in more detail below.

SOUTH OF THE ANGLO-BRABANT MASSIF

The increase in kaolinite and decrease in mixed-layers during the late Portlandian and Berriasian is very marked. The more complete sequences in the Wessex-Weald Basin show a rapid increase in kaolinite around the Jurassic-Cretaceous boundary (Fig. 2). As kaolinite increases through the Berriasian, the mixed-layers decrease and change in character. In sediments where kaolinite is scarce, the mixed-layer mineral is typically a 10–14Å illite-smectite with fairly random interstratification. Where kaolinite is common or abundant, the main mixed-layer mineral is Al-hydroxy vermiculite with some illite interlayering. These associations are also observed in the ensuing Cretaceous. Thus, as kaolinite decreases through the Hauterivian, Barremian and early Aptian, illite-smectites become more common and Al-hydroxy vermiculites gradually disappear. The general trend in clay minerals occasionally shows slight variations. Notably in the Weald, there are temporary reductions in kaolinite (and the reappearance of illite-smectites) at those times in the Valanginian dominated by argillaceous sediments.

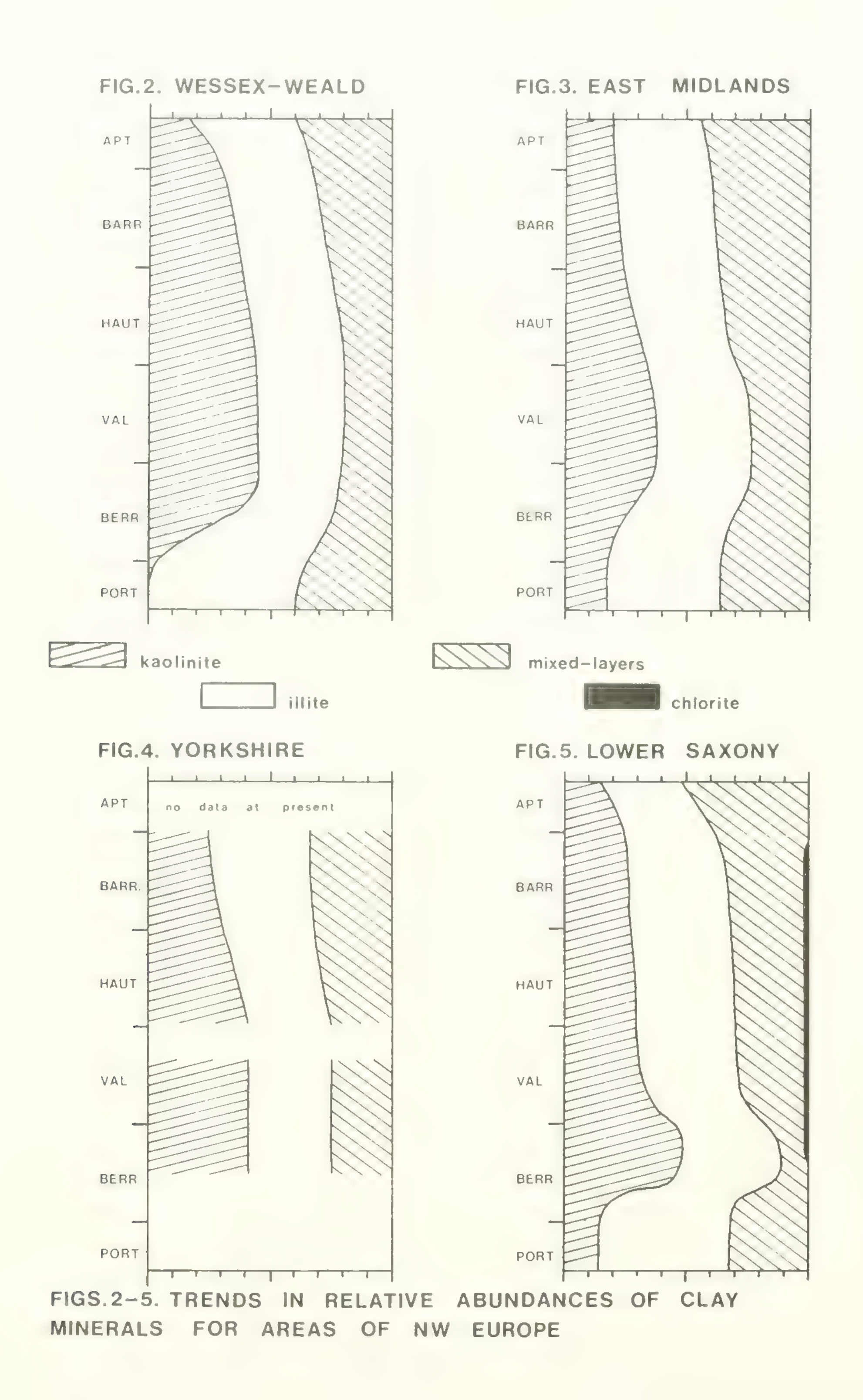
Apart from illite-smectite and Al-hydroxy vermiculite, other mixed-layer minerals are generally scarce. Occasionally, there is vermiculite-smectite and chlorite-vermiculite. In the Mons Basin, there are significant amounts of Al-rich smectite (beidellite) and also chlorite-smectite, whilst in Wessex, there are rare trace occurrences of rectorite. In the Pays de Bray, there is often traces of pyrophyllite and this also sometimes occurs in the Haute-Marne. Chlorite, also in trace amounts, occurs sporadically in the Berriasian of the Weald.

NORTH OF THE ANGLO-BRABANT MASSIF

Unlike sediments south of the massif, there is no sharp increase in kaolinite and decrease in mixed-layer minerals where the Jurassic-Cretaceous boundary is conformable (e. g. Lower Saxony and Bornholm, Figs. 5 & 9). However, where there is considerable Portlandian and Berriasian missing, there are markedly higher amounts of kaolinite and less mi-

xed-layers in the Cretaceous than in the Jurassic (e. g. the Yorkshire Basin and Moray Firth Basin, Figs. 4 & 6).

The mixed-layer minerals are dominated by fairly randomly interstratified 10–14Å illite-smectites everywhere except Lower Saxony. In Lower Saxony, Al-hydroxy vermiculites, often with illite interlayering, are common from the Berriasian to late Barremian. They were both preceeded and succeeded by illite-smectites. Other mixed-layer minerals are generally absent apart from an isolated, but noteworthy, occurrence of poorly interstratified kaolinite-smectite in the Barremian Gravenhorst Sst. in Lower Saxony. Chlorite is also only found in Lower Saxony where it occurs in trace quantities.



FIGS. 2–5. TRENDS IN RELATIVE ABUNDANCES OF CLAY MINERALS FOR AREAS OF NW EUROPE

FIG.6. MORAY FIRTH

APT.
no data at present
BARR.
HAUT.
VAL.
BERR.
PORT.

FIG.7. PAYS DE BRAY

APT
BARR
HAUT
VAL
BERR.
PORT.
no precise dates available

kaolinite
illite
mixed-layers
chlorite

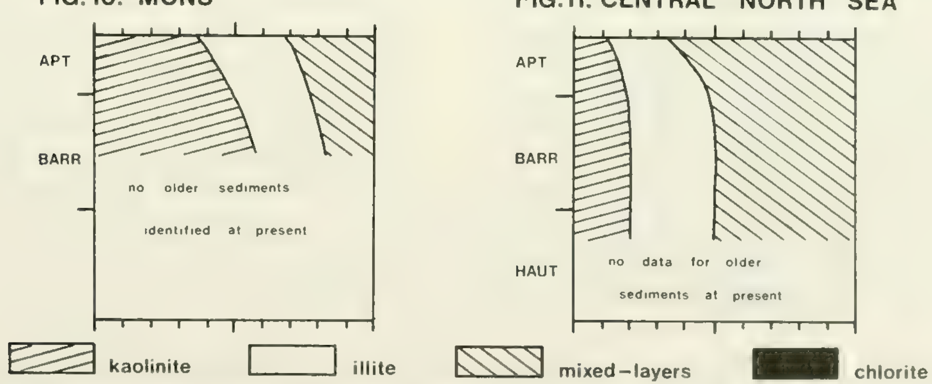
FIG.8. BOULONNAIS

APT.
BARR.
HAUT.
VAL.
BERR.
PORT.

FIG.9. BORNHOLM

APT.
BARR.
HAUT.
VAL.
BERR.
PORT.

FIGS. 6-9. TRENDS IN RELATIVE ABUNDANCES OF CLAY MINERALS FOR AREAS OF NW EUROPE



FIGS. 10 & 11. TRENDS IN RELATIVE ABUNDANCES OF CLAY MINERALS FOR TWO AREAS OF NW EUROPE

EARLY CRETACEOUS SOURCE-AREA WEATHERING ENVIRONMENTS DEDUCED FROM CLAY MINERAL ASSEMBLAGES AND TRENDS

INFLUENCE OF PARENT ROCK COMPOSITION

Reconstruction of the palaeogeology in the Early Cretaceous indicates that the source massifs surrounding the sedimentary basins had cores of Palaeozoic sediments flanked by Mesozoic sediments (ALLEN 1967, 1975, 1981). Igneous and metamorphic rocks were mostly confined to the cores of the massifs. The mineralogy of these rocks has been described by SLADEN (1980 & in press) and ALLEN (1967). They show that the cores were dominated by illite (mostly the 2M polymorph) and chlorite, whilst the flanks comprised mixtures of illite, kaolinite, mixed-layer minerals and chlorite. All clastic sediments were rich in quartz and fairly low in feldspar; carbonate rocks were scarce.

Sedimentological and stratigraphic studies indicate that, in general terms, the massifs were rapidly uplifted during the Berriasian and then gradually submerged, particularly in the Hauterivian, Barremian and Aptian (ALLEN, 1967, 1975, 1981; KEMPER 1973 a, b & c; KAYE, 1964). The submergence of the massifs resulted in overstepping of the earlier Mesozoics, with the Cretaceous slowly coming to lie upon older Palaeozoic rocks. Gradually then, the extent of kaolinite-bearing source rocks would have diminished. This change in source rock mineralogy cannot however produce the trends (and assemblages) of clay minerals because:

1. the content of 2M illite throughout the late Portlandian to early Aptian sediments is always very low or often zero, whereas the source rocks, in particular the Lower Palaeozoic, had considerable 2M illite.
2. chlorite is usually absent or, if present, it only occurs in trace amounts, whereas chlorite is fairly common in nearly all the possible source rocks.
3. kaolinite-rich sediments occur in areas where kaolinite-rich sources would have been either very minor or non-existent e. g. the Mons Basin which was surrounded by mostly Lower Palaeozoics rich in illite and chlorite.
4. the late Portlandian and very early Berriasian contain much less kaolinite than the earlier Mesozoics which, at the time, were the main source rocks according to HOWITT (1964) and ALLEN (1967, 1975).

The lack of correlation between the clay mineralogy of source massifs and that of the sediments indicates that extensive changes in clay mineralogy occurred in the soils and saprolites that covered the massifs. The nature of this mineralogical change between source rocks and their soils and saprolites can be used to provide considerable insight into the weathering environment, as shown below.

WEATHERING ENVIRONMENTS IN LATE PORTLANDIAN AND EARLY BERRIASIAN SOURCE AREAS

Most of the late Portlandian and early Berriasian contains less kaolinite and chlorite and more illite-smectite and illite than the main source rocks which were mostly earlier Mesozoics. This difference could be the result of (a) disintegration of muscovite flakes into smaller-sized particles of illite and, (b) neoformation of illite-smectites and illites. Although the breakdown of muscovite must have been occurring, the process could not have been of great importance because it was illite-smectites, not illites, that were major products. The evidence therefore suggests considerable neoformation of illite-smectites and possibly illites, in soils and saprolites in the source-areas.

Today, the neoformation of illite-smectites and illites is commonly recorded in warm, arid and semi-arid areas e. g. S Europe and N & NE Africa (DIXON & WEED, 1977). In these regions, the rainfall is under 1000 mm, soil moisture moves mainly upwards and cations are retained and accumulate creating alkaline profiles ('pedocals'). Carbonates become concentrated close to, and often at the surface, whilst organic matter is oxidised and as a result, organic acid production is low. Similar conditions can be envisaged in the late Portlandian and early Berriasian source-areas and they agree well with other environmental evidence which indicates very low relief around the basins and a warm semi-arid 'subtropical' environment with very high evaporation, at times sufficient for evaporites to form (HOWITT 1964; SCHOTT 1950; WEST 1975). The gradual increase in kaolinite through the late Portlandian and early Berriasian can be interpreted as a reflection of decreasing aridity and increased leaching in source-areas which were gradually being uplifted. These changing conditions slowly introduced a weathering environment in which kaolinite was more likely to be both produced, and preserved.

WEATHERING ENVIRONMENTS IN SOURCE AREAS BETWEEN THE LATE BERRIASIAN AND EARLY APTIAN

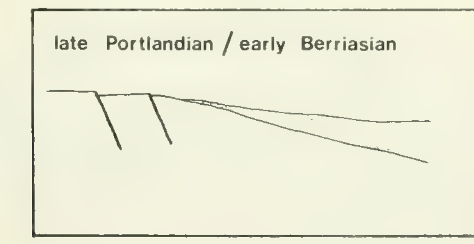
Over large areas of NW Europe, weathering in this period occurred on rocks dominated by illite and containing lesser amounts of kaolinite, chlorite and mixed-layer minerals. The products of the weathering environment were soils and saprolites containing higher amounts of kaolinite, less illite and usually no chlorite. Mixed-layer minerals were usually characterised by the development of either Al-hydroxy vermiculites or fairly randomly interstratified illite-smectites.

The mineralogical changes which took place require acidic and leaching environments. The quantity and type of mixed-layer minerals produced indicates that they were the weathered products of illite, chlorite and other mixed-layer minerals. The weathering of chlorite must have contributed some mixed-layer minerals but most of the Al-hydroxy vermiculite is acid insoluble and therefore formed from illite and 'illitic' mixed-layer minerals as opposed to chlorite (RISTORI et al. 1974). Al-hydroxy vermiculite and illite-smectite develop from illite in soils by leaching of interlayer potassium. The abundance of random interstratifications and similarity in particle size of the mixed-layer minerals and illite indicates that leaching of potassium occurred along certain layers of the illite lattice ('layer weathering').

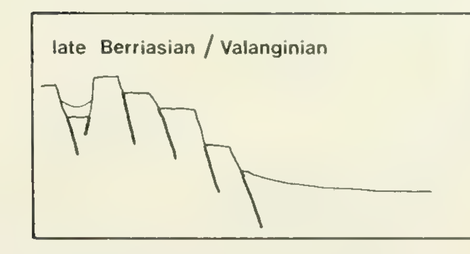
On many areas of the massifs, the conditions favoured the formation of Al-hydroxy vermiculite e. g. the Anglo-Brabant and Rheinische Massifs which sourced much of the Weald and Lower Saxony. Field studies and laboratory experiments have shown that fairly intensive acid leaching conditions are required to form this mineral with a pH around 5 and frequent wetting and drying (Rich 1958, 1968; Douglas 1965; Feigenbaum & Shainberg 1975; Vicente et al. 1977). The present-day soils where these conditions prevail are podzols and Al-hydroxy vermiculite is frequently found in them (Klages & White 1957; Jackson 1959; Millot 1970; Dixon & Weed 1977). Similar podzolic profiles can be envisaged covering large areas of the massifs particularly during the late Berriasian and Valanginian when Al-hydroxy vermiculite was most common.

The less common mixed-layer minerals that developed also indicate acidic and leaching conditions. Vermiculite-smectite can be found in present-day podzols (Gjems 1963). Beidellites and complex chlorite-smectites are found today in poorly-drained acid soils on rocks containing illite and chlorite (Dixon & Weed 1977). In the Early Cretaceous, these would have formed on areas of poorly-drained Lower Palaeozoic e. g. around the Mons Basin. Kaolinite-smectite which is present in Lower Saxony is also found forming today in acid profiles (pH 6.5–5.0) under a warm humid climate (Altschuler et al. 1963) and this suggests that these conditions existed on part of the Rheinische Massif. The few recent reports of pyrophyllite forming in soils are from podzolic profiles on rocks rich in primary aluminium silicates in areas that are humid with hot summers (Dixon & Weed 1977). These conditions may be envisaged for parts of the Armorican Massif and the Vosges. The pyrophyllite that developed then found its way into the sediments of the nearby Pays de Bray and Haute-Marne.

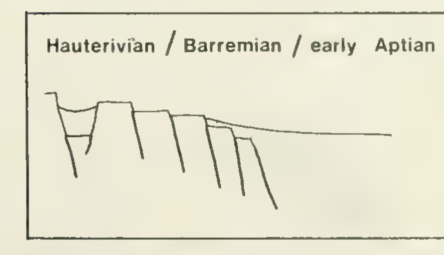
The development of acid and leached 'podzolic' profiles over large areas of the source massifs seems certain and the climatic implications that this has can be compared to other lines of evidence on the climate. Palinspastic reconstructions indicate a position about 30–35°N whilst palaeobotanical, geochemical and sedimentological studies indicate a warm humid-temperate climate (equivalent to humid subtropical of some authors). Sound evidence exists to show that conditions were warm, frequently with high humidities, and seasonably wet, although the seasons could have lasted for very different periods than todays (e. g. Allen et al. 1973; Allen 1975; Alvin et al. 1981; Batten 1975; Saks 1975, Vachrameev 1978). Podzols can be found forming today in warm humid-temperate climates that exist in mid-latitudes near the edges of continental land masses that are close to large oceans (e. g. Bridges 1970). The conditions in these areas can be summarised as follows: hot humid summers and short mild winters, rainfall 1250–1500 mm per annum and fairly evenly distributed, average temperature of coldest month around 5°C and warmest month around 25°C. The existence of similar conditions to these satisfies both the clay mineral features observed here and the climatic evidence of earlier studies (op. cit.). Clearly, NW Europe lay close to large 'oceanic' water masses with Tethys to the south, the opening Atlantic to the west and the Boreal ocean to the north. The high rainfall would have offset the effects of evapotranspiration in the warm temperatures and maintained a leaching environment in the soils and saprolites.



Low hills around basins are peneplained remnants of massifs. Climate: warm semi-arid subtropical. High evaporation and low rainfall cause soil moisture to move upward creating alkaline 'pedocals' rich in illite and illite-smectite. Gradual re-emphasis of massifs and a change to more temperate climate leads to greater leaching and the production and preservation of more kaolinite.



High hills around basins result from rejuvenation of massifs. Climate: warm humid-temperate. Evaporation fairly high but rainfall also high. Extensive leaching creates acid soils rich in kaolinite ('podzols').



Hills around basins gradually eroded and submerged beneath shallow shelf-seas. Climate: warm humid-temperate possibly ameliorating as seas spread. Acid leaching 'podzol' conditions prevail in soils but the intensity of leaching gradually declines due to the lowering of the massifs. This results in a gradual reduction of kaolinite and increase in illite and mixed-layer minerals.

FIG. 12. SUMMARY OF CHANGES IN CONDITIONS ON SOURCE-AREAS DURING THE EARLY CRETACEOUS IN NW EUROPE

(At the same time, the high evapotranspiration would have created the high humidities that have been recognised). The abundance of coniferous foliage that grew, together with siliceous parent rocks, would have helped to establish acidic conditions in the leached profiles. Gibbsite and other aluminium hydroxides which form in intensively leached soils have not been found. Their formation seems unlikely because they favour parent rocks low in silica and tropical climates.

Studies of recent podzolic profiles have shown that Al-hydroxy vermiculite is characteristic of more intensively leached profiles than illite-smectites and smectites and also that kaolinite is more likely to form from mixed-layer minerals as the intensity of leaching increases (BROWN & JACKSON 1958; GJEMS 1963; ROSS & MORTLAND 1966). Consequently, high contents of kaolinite, together with Al-hydroxy vermiculite, indicate more intensely leached podzols than those with illite-smectite and lower contents of kaolinite. This feature is clearly relevant to Early Cretaceous source massifs because, from the Hauterivian to early Aptian kaolinite content declined and Al-hydroxy vermiculites gradually disappeared whilst illite-smectites occurred more frequently. These changes must therefore reflect gradually less intensive leaching on the massifs. Now, at the same time, the massifs were gradually being submerged and this suggests that their topography and elevation was significant in determining the extent of leaching. It follows that during the late Berriasian and Valanginian, when massifs were relatively high, leaching was fairly effective and so kaolinite and Al-hydroxy vermiculite formed fairly easily. From the Hauterivian to early Aptian, the massifs were being transgressed and lowered. Leaching became less effective and so illite-smectites tended to develop together with smaller amounts of kaolinite (Fig. 12). However, there may also have been some climatic amelioration during this period caused by the spread of the oceans and the general lowering of the massifs.

The correlation between kaolinite content and type of mixed-layer mineral with leaching intensity on the massifs can also explain some of the local changes in clay minerals. For example, in the Weald during the Valanginian, the occurrence of illite-smectite and low kaolinite is seen to correlate with the argillaceous sequences which ALLEN (1975) has showed were deposited when the massifs were relatively low. Conversely, Al-hydroxy vermiculite and high kaolinite correlates with the more arenaceous sequences which developed when the massifs were relatively high and therefore more easily leached.

CONCLUSIONS

The clay minerals in many Early Cretaceous fine-grained sediments in NW Europe have often remained unaltered since transportation from their source massifs. They closely reflect the composition of soils and saprolites in the source-areas and can be used to reveal features of the source-area weathering environment.

The trends and assemblages of clay minerals reinforce other geological data on the nature of the source-areas. They indicate that from the late Portlandian through the Berriasian and into the Valanginian the block-and-basin topography that existed was gradually re-emphasised and NW Europe 'drifted' from a warm semi-arid subtropical climatic zone into a warm humid-temperate zone. Then, from the Hauterivian to the early Aptian, the relief was gradually lowered and large parts of the massifs were submerged beneath shallow seas. The climate essentially remained warm humid-temperate but may have suffered some amelioration due to the development of large areas of open sea.

ACKNOWLEDGEMENT

I am indebted to many people too numerous to mention, in particular past and present members of the Geology Department, University of Reading and the Institute of Geological Sciences, London. Dr. A. R. HURST (Statoil, Stavanger) kindly provided data on the Moray Firth area from his thesis "The diagenesis of Jurassic rocks of the Moray Firth, NE Scotland.".

Most of my work was carried out whilst in receipt of a NERC studentship. BP Aberdeen have kindly funded much of the costs towards presentation of this paper.

REFERENCES

ALLEN, P. (1967): Origin of the Hastings facies in NW Europe. – Proc. Geol. Assoc., **78**, 26–106.

— — (1975): Wealden of the Weald: a new model. – Proc. Geol. Assoc., **86**: 389–438.

— — (1981): Pursuit of Wealden models. – J. Geol. Soc. Lond., **138**, 375–405.

— — KEITH, M. L., TAN, F. C. & DEINES, P. (1973): Isotopic ratios and Wealden environments. – Palaeontology, **16**, 607–621.

ALTSCHULER, Z. S., DWORNIK, E. J. &KRAMER, H. (1963): Transformation of montmorillonite to kaolinite during weathering. Science. **141**, 148–152.

ALVIN, K. L., FRASER, C. J. & SPICER, R. A. (1981): Anatomy and palaeoecology of Pseudofrenolopsis and associated conifers in the English Wealden. – Palaeontology, **24**, 759–778.

BATTEN, D. J. (1975): Wealden palaeoecology from the distribution of plant fossils. – Proc. Geol. Assoc., **85**, 433–458.

BROWN, B. E. & JACKSON, M. L. (1958): Clay mineral distribution in the Hiawatha sandy soils of northern Wisconsin. – Clays Clay Min., **5**, 213–226.

DIXON, J. B. & WEED, S. B. (Eds.), (1977): Minerals in Soil Environments. – Soil Sci. Soc. Amer.

DOUGLAS, L. A. (1965): Clay mineralogy of a Sassafras soil in New Jersey. – Soil Sci. Soc. Amer. Proc., **29**, 163–167.

FEIGENBAUM, S. & SHAINBERG, I. (1975): Dissolution of illite – a possible mechanism of potassium release. – Soil Sci. Soc. Amer. Proc., **39**, 985–990.

FEUILLET, J. P. & FLEISCHER, P. (1980): Estuarine circulation in controlling factor of clay mineral distribution in James River Estuary, Virginia. – Jour. Sed. Petrol., **50**, 267–279.

GJEMS, O. (1963): A swelling dioctahedral clay mineral of a vermiculite-smectite type in the weathering horizons of podzols. – Clay Min. Bull., **5**, 183–193.

HOWITT, F. (1964): Stratigraphy and structure of the Purbeck inliers of Sussex (England). – J. Geol. Soc. Lond., **20**, 77–113.

JACKSON, M. L. (1959): Frequency distribution of clay minerals in major Great Soil Groups as related to the factors of soil formation. – Clays Clay Min., **6**, 133–143.

KAYE, P. (1964): Observations on the Speeton Clay (Lower Cretaceous). – Geol. Mag., **101**, 340–356.

KEMPER, E. (1973 a): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in NW Deutschland. – Geol. Jb., **A9**, 47–67.

— — (1973 b): The Valanginian and Hauterivian stages in NW Germany. In: CASEY, R. and RAWSON, P. F. (Eds.): The Boreal Lower Cretaceous. – Geol. Jour. Spec. Iss. No. **5**, 327–344.

— — (1973 c): The Aptian and Albian stages in NW Germany. In: CASEY, R. and RAWSON, P. F. (Eds.): The Boreal Lower Cretaceous. – Geol. Jour. Spec. Iss. No. **5**, 345–360.

KLAGES, M. G. & WHITE, J. L. (1957): A chlorite-like mineral in Indiana soils. – Soil Soc. Amer. Proc. **21**, 16–20.

MILLOT, G. (1970): Geology of clays. – Springer-Verlag, New York. 429 pp.

O'B KNOX, R. W., & FLETCHER, B. N. (1978): Bentonites in the Lower D Beds (Ryazanian) of the Speeton Clay of Yorkshire. – Proc. Yorks. Geol. Soc., **42**, 21–27.

RICH, C. I. (1958): Muscovite weathering in a soil developed in the Virginia Piedmont. – Clays Clay Min., **5**, 203–212.

— — (1968): Hydroxy interlayers in expansible layer silicates. – Clays and Clay Min., **16**, 15–30.

RISTORI, G. G., CECCONI, S., VIDRICH, V. & PACIFICI, G. (1974): Selective dissolution and formula derivations of clay vermiculite from some Tuscan soils. – Clay Minerals, **10**, 279–287.

ROSS, G. J. & MORTLAND, M. M. (1966): A soil beidellite. – Soil Sci. Amer. Proc., **30**, 337–343.

SAKS, V. N. (Ed) (1975): The Jurassic – Cretaceous boundary and the Berriasian stage in the Boreal Realm. – Keterpress Ent. Jerusalem. 319 pp.

SCHOTT, W. (1950): Der obere Weiße Jura und die tiefste Unterkreide im Deutsch-Holländischen Grenzgebiet. – Geol. Jb., **65**, 213–270.

SCOTT, M. R. (1975): Distribution of clay minerals on Belize Shelf. – Amer. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology, No. **2**, 97–130.

SLADEN, C. P. (1980): The clay mineralogy of pre-Aptian Cretaceous sediments in NW Europe. – Ph. D. Thesis, Univ. Reading. U. K. 365 pp. (unpubl.).

SLADEN, C. P. (in press): Clay mineralogical aspects of the Hastings Beds and Purbeck Beds. IGS 1:50000 Sheet Memoir, G. Brit.

VACHRAMEEV, V. A. (1978): The climates of the northern hemisphere in the Cretaceous in the light of palaeobotanical data. – Palaeont. Jour., **2**, 143–154.

VICENTE, M. A., RAZZAGHE, M. & ROBERT, M. (1977): Formation of aluminium hydroxy vermiculite (intergrade) and smectite from mica under acidic conditions. – Clay Minerals, **12**, 101–112.

WEIR, A. H., ORMEROD, E. F. & EL MANSEY, I. M. I. (1975): Clay mineralogy of sediments of the western Nile Delta. – Clay Minerals, **10**, 369–386.

WEST, I. M. (1975): Evaporites and associated sediments of the basal Purbeck Fm. (Upper Jurassic) of Dorset. – Proc. Geol. Assoc., **86**, 205–225.



Zitteliana	10	359–369	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Über Kalt- und Warmzeiten der Unterkreide

Von

EDWIN KEMPER*)

Mit 2 Tafeln

KURZFASSUNG

Für die Beurteilung der Klima-Entwicklung der frühen Kreide sind Beobachtungen an Schichten der Unterkreide in der heutigen Arktis von größter Bedeutung. Auch damals hatten die arktischen Becken nämlich eine ähnlich hocharktische Position wie heute. Wie eigentümliche Kristallaggregate in schwärzlichen Tonsteinen, die Glendonite, beweisen (KEMPER & SCHMITZ 1981), gab es Kaltzeiten im Valangin und im späten Apt/frühen Alb. Die Wassertemperaturen des Meeres sanken im damaligen Polargebiet unter 0° C.

Zwischen den Kaltzeiten lag eine ausgeprägte Warmzeit, in der bei 80° nördlicher Breite eine üppige Vegetation mit Bäumen wie *Gingko*, *Elatides* (eine Araukarie) und *Pityophyllum* gedieh, aus der sogar Kohlenflöze hervorgingen. Die limnisch-terrestrischen Sedimente dieser Warmzeit waren Sande und Konglomerate, die in allen arktischen Becken auftreten. Diese ungewöhnlich weite Verbreitung einer Regressionsfazies kann sinnvoll nur durch die Annahme einer isostatischen Hebung der arktischen Kontinentteile nach Abschmelzen einer dicken, valanginischen Eiskappe erklärt werden. Dem entspricht der offenbar eustatisch bedingte Meeresspiegelanstieg, der zur Spätvalangin/Frühhauterive-Transgression in Europa führte. Ähnlich waren die Verhältnisse bei der Apt/Alb-Kaltzeit, doch ist es schwierig, das Regressions- und Transgressionsgeschehen eindeutig zu interpretieren, da sich tektonisch-epeirogenetische Vorgänge überlagerten.

Die Kaltzeiten machten sich auch in der Tethys bemerkbar. Das Riffwachstum des Berrias wurde gestoppt. Im späten Apt und frühen Alb drang die Fazies der dunklen Tonsteine des kälteren Wassers („black shales“) weit nach Süden vor (Kaukasus, Iran). Sie trennte hier den barremisch-frühaptischen vom transgressiv lagernden mittel- bis spätalbischen Orbitolinenkalk. Die Klimaschwankungen kommen überall in Faunenwechseln zum Ausdruck, so daß sie auch stratigraphische Bedeutung haben. Sie führten ferner zu Migrationen, z. B. von arktischen Gattungen *(Buchia, Simbirskites)* in südliche Becken. Die Temperatur war der entscheidende Primärfaktor, von dem die meisten anderen Milieufaktoren abhingen.

ABSTRACT

Observations on the early Cretaceous sediments of the Arctic are important for analysis of climatic development. In the early Cretaceous the Arctic basins had a similar position at high latitudes as they have today. Unusual crystal aggregates in dark marine shales, the so-called glendonites (see KEMPER & SCHMITZ 1981) found in the Valanginian and in the late Aptian (Clansayesian) / early Albian indicate cool conditions. During these times the water temperature in the polar regions dropped in winter to below 0° C.

A distinct warm period existed between these two cold periods. A rich and diverse flora including *Ginkgo*, *Elatides* (an arakauriid tree) and *Pityophyllum* grew in latitudes of 80° N. Even coal seams developed. The sediments of this warm period were limnic and terrestrial sands and conglomerates. These were deposited in all Arctic basins. This unusally wide distribution of a regressional facies can best be explained by postulating isostatic uplift of the Arctic as a consequence of melting of a thick Arctic ice sheet.

This apparently corresponds to the eustatic rise of sea level which caused the late Valanginian – early Hauterivian transgression in Europe. Because of tectonic and epeirogenetic movements, the sea level changes of the late Aptian – early Albian cool period are difficult to interpret.

Evidence for these cool periods can also be found in the Tethys sediments. Reefal growth ceased. In the late Aptian and early Albian the black shale facies (cool water) extended far into the southern regions (Caucasus, Iran). In Iran the dark shales separate an older Orbitolina limestone (Barremian – Aptian) from a younger one (Middle Albian – Cenomanian).

*) E. KEMPER, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51

In marginal areas and on platforms these two Orbitolina limestones are only separated by a non-sequence which may easily be overlooked.

Climatic changes are clearly mirrored by faunal changes, and are thus of considerable stratigraphic significance. In addition climatic changes can cause migrations, as evidenced by the occurrence of some Arctic genera *(Buchia, Simbirskites)* in basins situated well to the south. Temperature was the primary factor upon which most other ecological factors depended.

1. KENNTNISSE UND PROBLEME

Die Kenntnisse über die Klimaentwicklung der Kreidezeit sind außerordentlich dürftig. Konsultiert man z. B. moderne Spezialliteratur, wie FRAKES' „Climates throughout Geologic Time", ein Buch des Jahres 1979, so findet man kaum Konkretes und Zutreffendes für die Kreide. Auch Spezialarbeiten sind selten, in denen Klimafragen der Kreide berührt werden. Am ehesten sind es noch Publikationen im Rahmen des DSDP-Programms, die sogenannten „Initial Reports", in denen radiometrische Temperaturwerte unter anderem auch gelegentlich für die Kreide mitgeteilt werden.

Aber bei den radiometrischen Daten liegt offenbar der Grund dafür, daß niemand mehr den Mut findet, sich mit der Klimaentwicklung der Kreide zu beschäftigen, denn diese Werte variieren zu sehr und sind zumindest zum großen Teil falsch und damit irreführend. Ein Grund ist sicherlich, daß es immer nur wenige Einzelwerte sind, die keine statistische Elliminierung der Fehler erlauben. Andere Gründe liegen vor allem in der unzureichenden Probenauswahl und -vorbereitung. Auch die Vielzahl der Ursachen, die bei dem Isotopenverhältnis mitwirkt, erschwert die Analyse. Trotz dieser Unsicherheiten ist für das Tertiär in den letzten Jahren durch die Radiometrie ein einigermaßen realistisches Bild des Klimaablaufs entstanden. In der Kreide und auch allgemein im Mesozoikum sind wir weit davon entfernt, wo auch immer die tiefere Ursache liegen mag.

Trotz oder gerade wegen des Fehlens von verläßlichen Daten waren der Spekulation und kühnsten Modellrechnungen Tür und Tor geöffnet (vgl. z. B. DONN & SHAW 1977). So kam es wohl auch zu der total irreführenden Legende vom ausgeglichenen Klima der Kreide-Zeit, die bis heute durch die Literatur geistert. Ein ausgeglichenes Klima mag für einige Abschnitte der Oberkreide zutreffen, für die Kreide insgesamt kann keine Rede davon sein. Schon der Farbkontrast zwischen dunkler Unterkreide und heller Oberkreide weist auf Temperaturgegensätze hin, auch wenn natürlich nicht vereinfachend gesagt werden kann, daß dunkle Sedimente immer Kaltwasser-Ablagerungen sein müssen.

Hier sind wir bei dem ersten Kardinalfehler angelangt, der zu Konfusion in der Klimafrage geführt hat: die ständige Verallgemeinerung. Sowie Einzeldaten vorlagen, wurden diese sofort auf ganze Stufen oder gar das ganze Untersystem oder System übertragen, ohne an die Möglichkeit zu denken, daß Klimaschwankungen in der Größenordnung von Zonen oder Unterstufen liegen könnten, wie das tatsächlich der Fall ist und wie das auch zu erwarten war. Es gibt kein einheitliches Apt- oder Kreideklima!

Der zweite Kardinalfehler ist die schon erwähnte unzureichende Materialauswahl. Lange Zeit konzentrierten sich die radiometrischen Untersuchungen auf die Belemniten, die bevorzugt im warmen Flachwasser lebten. Es ergaben sich somit Temperaturwerte des wärmeren Wassers und auch der wärmeren Klimaphasen. Die zum Beispiel im Apt auf diese Belemniten-Mergel folgenden dunklen Tonsteine (des kalten Wassers, wie wir sehen werden) wurden überhaupt nicht untersucht, da Belemniten in ihnen fehlen. Trotzdem wurden aber die an den Belemniten ermittelten Temperaturwerte auf das gesamte Apt ausgedehnt. Daß ein solches Vorgehen unzulässig ist und in die Irre führt, ist offensichtlich. Denn wer wagt schon für das späte Apt etwa nach faunistischen Befunden eine Kaltzeit zu postulieren, wenn doch das Apt nach exakten radiometrischen Bestimmungen (die Messungen sind auch exakt, nur Material und Ansatz waren unzureichend) eine warme Epoche gewesen sein soll?

Ein weiteres Beispiel, wie an sich richtige Befunde durch Verallgemeinerung zu Fehlschlüssen führen können, liefert die Paläobotanik. Nach VAKHRAMEYEV (1978) sollen Sibirien und große Teile des nördlichen Nordamerikas in der frühen Kreide einem temperiert-warmen Klimagürtel angehört haben. Temperiert war das Klima tatsächlich im Abschnitt Hauterive bis Apt. Die Kaltzeiten des Valangin und späten Apt/frühen Alb wurden bei dieser Verallgemeinerung nicht berücksichtigt, obwohl darauf hingewiesen wird, daß das Klima im Valangin feucht und die Temperaturen im Alb am niedrigsten gewesen seien.

Wie eigene Erfahrungen gezeigt haben, ist es schwierig oder gar unmöglich, in den gemäßigten Zonen sichere Kenntnisse über den Klimaablauf zu gewinnen. Entscheidend sind die Extremgebiete der Erde und insbesondere die hohen Breiten, denen zunächst die Aufmerksamkeit gewidmet werden muß.

2. GLENDONITE ALS KALTWASSER-INDIKATOREN

Glendonite sind Kristallaggregate oder Einzelkristalle von überwiegend Calcit. Es sind Pseudomorphosen, die an marine Ton-Silt-Gesteine gebunden sind. Die ältesten bekannt gewordenen sind die aus dem Perm Südaustraliens. In einigen Stufen von Jura, Kreide und Känozoikum sind sie regional in großer Häufigkeit beobachtet worden, aber stets nur in hohen geographischen Breiten.

Die Abmessung der bräunlichen bis grauen Kristalle reicht von 0,5–80 cm. Die Masse ist kleiner als Faustgröße und die Formenmannigfaltigkeit erheblich. Diese reicht von länglichen, bipyramidalen Einzelkristallen über einfache Zwillinge, kleine radialstrahlige Bildungen und gröbere Sternverwachsungen aus Kristallen mittlerer Größe bis zu gigantischen, säbelartigen Kristallen. Bei den Stachelkugeln und Sternverwachsungen ist der Basalteil deutlich abgeflacht. Die Glandonite sind nicht lagig, sondern unregelmäßig im Sediment angeordnet. Ihre Zahl schwankt von wenigen bis zu hunderten pro Kubikmeter Gestein.

Die Glendonite blieben bis vor kurzem unbekannt, da sie nur in entlegenen Gebieten der Erde auftreten und ihre Beschreibung in Zeitschriften geringer Verbreitung oder Zugänglichkeit erfolgte. Sie wurden in jüngster Zeit aber in mehreren Arbeiten bekannt gemacht (Kemper & Schmitz 1975, 1981; Kaplan 1978). Für Einzelheiten kann auf diese Arbeiten verwiesen werden.

Schwierig und unsicher war die Bestimmung des Primärminerals, da die Oberflächen der Kristalle nicht ebenflächig sind. Die Deutungen haben entsprechend geschwankt und erwiesen sich letzten Endes als falsch. Wie Suess et al. (1982) an rezentem bis subrezentem Material aus dem Antarktischen Ozean zeigen konnten, ist das Primärmineral $CaCO_3$ Hexahydrat, ,,an authigenic, sub-zero temperature precipitate from interstitial solutions of organic-rich sediments undergoing microbial decomposition. A change of the polar conditions of formation would cause rapid dehydration and conversion of monoclinic ikaite to orthorhombic calcite. This process would yield the long known peculiar calcitic cryptocrystalline pseudomorphs (glendonites)“. Anhand der $\delta\ ^{13}C$ Charakteristika des organischen Ausgangsmaterials konnte eine Bildungstemperatur von weniger als 0° C bewiesen werden.

So wurde das bestätigt, was Kemper & Schmitz (1981) aufgrund zahlreicher anderer Indizien postuliert hatten: Glendonite sind Indikatoren des polarmarinen Ablagerungsmilieus. Wie dort gezeigt wurde, entstehen sie jedoch im unterkühlten Meerwasser nur unter bestimmten Voraussetzungen. Trotzdem ist das Beobachtungsnetz inzwischen so eng, daß die nachgewiesenen Vorkommen sichere Hinweise zur Klima-Entwicklung der Erde zulassen.

3. SCHLÜSSEL-ERKENNTNISSE AN DER ARKTIS UND DIE FRAGE DER ISOSTASIE

Eigene Beobachtungen gehen auf Geländearbeiten im Rahmen eines gemeinsamen Projektes des Geological Survey of Canada und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe der Jahre 1974 und 1976 im Sverdrup-Becken (Polares Insel-Archipel, Nordwest-Territories, Kanada) zurück. Hier gibt es Glendonite (,,stellate nodules“, ,,euhedral aggregates“, ,,hedgehog concretions“) in großen Mengen in den dunklen bis schwärzlichen Tonsteinen der oberen Deer Bay Formation (Valangin-Äquivalent) und der Christopher Formation (Äquivalent des jüngsten Apt und frühen Alb; Profile und Details in Sliter 1981).

Diese beiden dunklen Tonformationen werden von einer sandig-konglomeratischen Schichtenfolge getrennt, die im Sverdrup-Becken den Namen Isachsen Formation trägt. Sie zeigt alle Kennzeichen einer Regressionsfazies, denn sie geht über flachneritisch-littorale Sande mit mariner Fauna in limnisch-terrestrische Sande über, die Pflanzen und Saurier-Reste und sogar Kohleflöze enthalten. Da die unterlagernden Schichten ein spät-valanginisches und die überlagernden Tone ein spät-aptisches Alter haben, muß die Isachsen Formation im Zeitabschnitt Hauterive bis frühem Apt abgelagert worden sein, wobei Lücken vermutet werden müssen.

Eine bedeutsame Tatsache ist nun, daß sehr ähnliche, ja fast identische Schichtenfolgen in allen arktischen Becken abgelagert worden sind (Spitzbergen und alle sibirischen Becken). In Ostgrönland ist die Regressionsfazies ebenfalls vorhanden, doch sind hier bisher noch keine Glendonite beobachtet worden. Vom Westspitzbergen-Trog ist die Flora der sandigen Zwischenfolge am besten bekannt. Sie hatte keineswegs einen Tundra-Habitus, sondern wies Bäume wie *Gingko*, *Elatides* (eine Araukarie) und *Pityophyllum* auf. Es ist die Flora, die Vakhrameyev (1978) aus Sibirien erwähnt und einer sibirisch-kanadischen Region zuordnete, aber trotzdem – zu Recht – als gemäßigt-warm definierte.

Betrachtet man nun die modernen paläogeographischen Karten, die unter Berücksichtigung der Kontinentalverschiebung entstanden sind (z. B. Owen 1976), dann ergibt sich, daß die erwähnten arktischen Becken eine ähnliche geographische Position hatten wie heute, sie lagen im Bereich des 80° nördlicher Breite.

In Anbetracht all dieser Beobachtungen sind daher für die Unterkreide nur folgende Schlüsse möglich:

1. Zur Zeit Hauterive-Barrême/frühes Apt existierte ein warmes und ausgeglichenes Klima bis in die höchsten Breiten.
2. Im Valangin und im Abschnitt jüngstes Apt/frühes Alb lagen Kaltzeiten vor, bei denen zumindest Verhältnisse herrschten, wie sie heute in der gleichen geographischen Position anzutreffen sind. Es können aber genausogut Eiszeiten mit ± starker Eiskappenbildung gewesen sein.

Bis zu dieser Stelle können die Befunde als eindeutig und gesichert gelten. Die nun folgenden Betrachtungen des

Transgressions- und Regressionsgeschehens sind dagegen mehrdeutig und spekulativ. Sie sind regional das Ergebnis verschiedener Prozesse, isostatischer, eustatischer und epeirogenetisch-tektonischer Art. Trotzdem erscheint der Versuch lohnend, zwischen den Änderungen der Meeresbedekkung und den Klimaschwankungen eine Beziehung zu suchen.

Da ist als erstes eines der merkwürdigsten Phänomene der Unterkreide, die Regression des Meeres im späten Valangin und frühen Hauterive in der gesamten Arktis. Die Annahme einer isostatischen Hebung der Arktis nach Abschmelzen einer dicken valanginischen Eiskappe wäre die mit Abstand einfachste und plausibelste Erklärung. Das gilt umso mehr, als dieser Regression in der Arktis eine Transgression in weiten Teilen der Welt gegenübersteht, z. B. in Europa (Ostengland, NW-Deutschland).

Weniger offensichtlich sind die Verhältnisse bei der spätaptisch-albischen Kaltzeit, denn Glendonite gibt es nur in der unteren Christopher Formation. Auch auf die Christopher Formation folgt im Sverdrup-Becken eine sandige Regressionsfazies, die Hassel-Formation, die aber offensichtlich eine weniger weite Verbreitung hatte als die Isachsen Formation. Trotzdem kann auch sie auf Isostasie zurückgeführt werden, wenn man einen langsamen Temperaturanstieg im Verlauf des Alb annimmt. Auch hier würde der Regression in der Arktis eine Transgression in anderen Teilen der Welt entsprechen: die Vraconne- und eventuell auch die Cenoman-Transgression.

4. DIE BEFUNDE IN DEN NICHT-ARKTISCHEN REGIONEN UND DIE FRAGE DER EUSTASIE

Es ist eine auffällige Tatsache, die schon von KEMPER & SCHMITZ (1981) dargestellt wurde, daß in den Zeiten, in denen sich Glendonite in den hohen Breiten bildeten, dunkle Tonsteine besonders weit verbreitet waren. Das gilt besonders für das Borealgebiet. Wie weit Kaltwasserzuflüsse bis in die Tethys vordringen konnten, wurde wesentlich von der Paläogeographie bestimmt. Im Valangin hielt sich der Kaltwassereinbruch in Maßen. Er führte zwar zum Absterben der Berrias-Riffe, doch kam es noch nicht zur Verbreitung dunkler Gesteine im Bereich der Tethys.

Ein fast weltweites Auftreten von schwärzlichen Tonsteinen erfolgte im späten Apt und frühen Alb. Als Folge günstiger Nord-Süd-Verbindungen sowohl in den Ozeanen als auch in den Neben- und Epikontinentalmeeren kam es jetzt zu einer ausgedehnten Unterschichtung mit kaltem Wasser. Die Verbreitung dunkler Tongesteine erfaßte nun auch die Tethys, z. B. als ,,schwarze und schwefelhaltige Tone des Kaukasus“. In der jüngsten Literatur werden sie aptoalbische ,,black shales“ genannt. Die Bildung der Karbonatplattformen wurde mit dem Kaltwasser-Einbruch unterbrochen.

Instruktiv sind die Verhältnisse in Zentral-Iran. Hier sind in der jüngsten Unterkreide Orbitolinen- und ,,Rudisten“-Kalke verbreitet. Bei Untersuchungen dieser Kalke in den Kolah-Qazi-Bergen südlich von Isfahan ergab sich der bezeichnende Befund, daß ein älterer aptischer von einem jüngeren albischen Orbitolinen-Kalk durch Zwischenschichten getrennt wird. Auf den Blöcken liegen beide Orbitolinen-Kalke, nur durch einen schwer erkennbaren Hiatus getrennt, übereinander, so daß der irreführende Eindruck einer geschlossenen Kalksteinfolge entsteht. An den Blockkanten sind schwärzliche Leymeriellen-Kalke mit nicht-biogener Matrix zwischengeschaltet. Diese sind das höhere, transgressive Glied einer dunklen Schichtenfolge, die nur in Spezialbecken entwickelt ist und die nach Lithologie und Fauna den dunklen ,,Tonen des Kaukasus“ und den schwärzlichen Tonen des Clansayes (jüngstes Apt) und frühen Alb Nordwestdeutschlands entspricht. Die faunistischen Beziehungen dieser weit entfernt gelegenen Gebiete sind bemerkenswert eng (Taf. 2, Fig. 12–21).

Noch wichtiger aber ist die Tatsache, daß die dem Clansayes entsprechenden dunklen Tonsteine überall im Borealgebiet und in der Tethys (nicht aber in der Arktis!) eine stark regressive Phase repräsentieren. Und das Clansayes war nach den Glendoniten die Zeit der stärksten Abkühlung! Der eustatische Meeresspiegelanstieg erfolgte dann in Etappen, mäßig mit der Transgression des frühen Alb und gesteigert mit der Transgression des Mittel-Alb.

Ähnliche Verhältnisse sind im Valangin des Borealgebietes (nicht der Arktis!) zu beobachten, wobei das Niedersächsische Becken als Beispiel herangezogen sei. Im frühen Valangin kehrte nach der Wealden-Fazies zwar das marine Regime zurück, doch war ein transgressiver Trend nur schwach entwickelt. Das späte Unter-Valangin zeigt eine eindeutig regressive Tendenz, die von der Transgression des frühen Ober-Valangin unterbrochen wurde. Ob diese Transgression nicht-eustatisch war oder ob die valanginische Kaltzeit von einer Warmzeit unterbrochen wurde, die zu einem kürzeren eustatischen Meeresspiegelanstieg führte, kann im Augenblick noch nicht entschieden werden. Es folgt wieder eine regressive Phase, die wie jene des Unter-Valangin eine eustatische Ursache haben könnte. Für die anschließende große Transgression, die im späten Ober-Valangin begann und die bis in das Hauterive andauerte, ist die Annahme eines eustatischen Charakters naheliegend. Sie folgt nämlich dem Verschwinden der Glendonite und läuft zu der Hebung der arktischen Gebiete parallel, als deren Ursache hier das Abschmelzen einer Eiskappe vermutet wird.

Wie erwähnt, sind diese Betrachtungen spekulativ und nicht beweisbar. Ohne Zweifel gibt es in der Unterkreide auch nicht eustatisch bedingte Transgressionen. Auch die im Kern eustatischen Transgressionen und Regressionen sind sicher in manchen Fällen durch epeirogenetische Effekte modifiziert. Zum Beispiel ist die stark regressive Zeit des Clansayes auch durch Beckenbildung mit starker Absenkung gekennzeichnet, so daß sich hier Eustasie und Tektonik überlagern. Aber folgende Tatsachen sprechen sehr für die Existenz von Eiskappen im Valangin und Clansayes (bis frühem Alb) und deren Auswirkungen in Form von Meeresspiegelschwankungen:

1. Den großen Regressionen in der Arktis stehen Transgressionen im Borealgebiet und der Tethys gegenüber und umgekehrt.
2. Die mit den Transgressionen auftretenden Faunen sind stets Gemeinschaften des wärmeren Wassers, während die Faunen der Regressionsphasen (natürlich in dem gleichen Gebiet) als Kaltwasser-Assoziationen interpretiert werden müssen.

Nicht zuletzt spricht das sich ergebende, in sich geschlossene Bild für die Validität der Annahme von zwei Eiszeiten (nicht nur Kaltzeiten) während der Unterkreide. Nach diesem Bild können alle Erscheinungen sinnvoll gedeutet werden. Zweifellos sind aber die sich vor allem aus den Glendonit-Vorkommen ergebenden Vorstellungen noch grob. Es ist wahrscheinlich, daß es wärmere Zwischenphasen gegeben hat. Eine solche könnte z. B. im frühen Ober-Valangin vorgelegen haben. Es ist auch denkbar, daß es Kaltzeiten geringerer Intensität gegeben hat, z. B. vielleicht im späten Barrême.

5. KALTWASSER-FAUNEN UND MIGRATIONEN

Carey & Ahmad (1961) korrigierten die frühere Meinung, daß polare Mollusken dünne Schalen haben müßten. Das Gegenteil ist der Fall, wie von Carey & Ahmad (l. c.) begründet wurde. Als Beispiel kann die Bivalven-Gattung *Hiatella* Daudin dienen. Wie Aufsammlungen subrezenter oder quartärer Gehäuse bei Resolute Bay (N. W. T.) vermuten lassen, bilden sich bei dieser Gattung offenbar unter polaren Extrembedingungen besonders dicke Schalen. Im valanginischen Abschnitt der Deer Bay Formation von Ellesmere Island (Reptile Creek) ist die durch dicke Schalen charakterisierte Gastropodenfamilie Amberleyidae durch eine Helicacanthus-Art (Taf. 1, Fig. 11) vertreten.

Über die Faunen der Glendonit führenden Schichten des Valangin stellten Carey & Ahmad (1961) sowie Kemper & Schmitz (1975) Betrachtungen an. Sie haben eindeutig den Charakter einer Kaltwasser-Gemeinschaft. Bedeutsam ist das Fehlen von Bivalven, wie Austern und Trigonien, die für die Larvenentwicklung wärmere Temperaturen benötigen. Ferner ist der Größenwuchs einiger Ammoniten- und *Buchia*-Arten auffällig. Dominierend sind *Buchia*-Arten (Taf. 1, Fig. 4–10), die oft durch Massenvorkommen vertreten sind. Es sind zahlreiche Arten und mehrere Entwicklungslinien bekannt. Die Arten und Gemeinschaften des Sverdrup-Bekkens (Jeletzky 1965) sind mit denen der sibirischen Becken praktisch identisch. Weniger häufig, aber naturgemäß noch wichtiger sind die Ammoniten, von denen Vertreter der Olcostephanidae und der Craspeditidae vorhanden sind (Kemper & Jeletzky 1979).

Eine Studie der Mikrofaunen der Christopher Formation wurde jüngst von Sliter (1981) veröffentlicht. In bezug auf Zusammensetzung und Habitus bestehen erstaunliche Ähnlichkeiten mit den entsprechenden Faunen des Niedersächsischen Beckens. Und in der Tat unterscheiden sich auch im Niedersächsischen Becken die Mikrofaunen jener Schichten, die Kaltzeiten entsprechen (Valangin, jüngstes Apt/frühes Alb), von den jeweils unter- oder überlagernden Schichten.

Das offensichtlich besondere Ablagerungsmilieu wurde aber mit zunehmender Wassertiefe, Sauerstoffdefizit und dergleichen erklärt. Die wirkliche Natur dieser Assoziationen wurde nicht erkannt. Jetzt kann kein Zweifel mehr bestehen, es sind Kaltwasser-Gemeinschaften, bei denen sich jedoch wieder andere Faktoren überlagern, die auf weit verbreitete Kaltwasser-Unterschichtung und regionalen Wasserauftrieb („upwelling") zurückgehen.

Bei Betrachtung der valanginischen Faunen Nordwestdeutschlands und der Faunen von Deer Bay und Christopher Formation des Sverdrup-Beckens würde man eine wesentliche Eigenschaft der Kaltwasser-Faunen nicht erkennen, die an diesen Beispielen durch starke Absenkung und Überlagerung verloren gegangen ist, die Aragonit-Erhaltung. Unveränderte Kaltwasser-Faunen liefern Clansayes und frühes Alb Nordwestdeutschlands. Sie sind ausgezeichnet durch Perlmutt-Ammoniten und Porzellanschaler (*Dentalium*, Gastropoda, *Epistomina* u. a.), alle mit makelloser Erhaltung der aragonitischen Feinstrukturen.

Bei einer Betrachtung der arktischen Fauna kann eine interessante und auffällige Erscheinung nicht übergangen werden: die weiten Migrationen verschiedener Fossilgruppen vor allem in das jeweils südlicher gelegene Tierreich. Da sind zunächst die Buchien. Ihre Verbreitung im pazifischen Bereich erstreckte sich zwar weit nach Süden, für die nicht-pazifischen Gebiete (Nordkanada, Ostgrönland, Spitzbergen und Sibirien) können sie jedoch vor allem im Valangin als Charakterfossilien der hohen Breiten gelten.

Das änderte sich im späten Valangin. In den arktischen Becken blieb nur noch eine kleinwüchsige Relikt-Gruppe: *Buchia* des n. sp. aff. *inflata-bulloides*-Kreises (Taf. 1, Fig. 4, 5). Die größeren Arten, wie die *B. keyserlingi*-Gruppe (Taf. 1, Fig. 7–9), verschwinden aus den arktischen Becken und verbreiten sich stattdessen im eurasiatischen Borealgebiet und zwar bevorzugt in dessen wärmeren, südlichen Regionen, in denen tethyale Einflüsse feststellbar sind (Niedersächsisches Becken: Eisenerz von Salzgitter, Noricum-Kalksandstein von Bentheim). Diese Vorkommen sind hauterivisch (Taf. 2, Fig. 1–4).

Ein solches Verschwinden aus einem ursprünglichen Lebensraum mit anschließender Anpassung an entgegengesetzte Lebensbedingungen und langem Persistieren unter diesen neuen Bedingungen ist auch bei anderen frühkretazischen Fossilien festzustellen.

Als weiteres Beispiel einer auffälligen Südwanderung sind die Simbirskiten zu nennen. Sie sind nach Kemper & Jeletzky (1979) ohne Zweifel bereits im Ober-Valangin der arktischen Becken aus den Polyptychitinae – aus *Ringnesiceras* (Taf. 2, Fig. 7) – hervorgegangen. Es sind aus dem Ober-Valangin und Unter-Hauterive der hohen Breiten mehrere Gattungen und Arten bekanntgeworden, während in Europa zwischen

dem Erlöschen der Polyptychitinae und dem ersten Auftreten der Simbirskitinae eine breite Lücke klafft.

Im Niedersächsischen Becken erscheinen seltene Vorläufer, vertreten durch die Gattung *Speetoniceras,* erst im späten Unter-Hauterive. Im Ober-Hauterive werden *Simbirskites*-Arten häufiger und zu brauchbaren Leitfossilien. Stolley (1935: 388) erkannte schon den Migrationscharakter des Auftretens und ahnte die Heimat: ,,Wer je die erstaunliche Fülle von Simbirskiten beobachtet hat, die an manchen Fundorten dicht gepackt übereinanderlagen, dem mußte der ausgesprochen arktisch-boreale Charakter dieser Ammonitenwelt klar zum Bewußtsein kommen." Die allmähliche Wanderung der Simbirskiten ist eindrucksvoll zu belegen: in Speeton tritt *Speetoniceras* eher auf und ist häufiger als im Niedersächsischen Becken.

Über die Ursache dieser Migrationen können nur Spekulationen angestellt werden. Die Aussüßung und Verlandung der arktischen marinen Sedimentationsräume kann nicht der Grund gewesen sein, denn die Wanderungen setzten schon lange vorher ein. Eher war es der Wandel zum wärmeren Klima, dem die Tiere nicht entweichen konnten. Sie mußten sich anpassen, und bei diesem Vorgang erfolgten offensichtlich auch Anpassungen an die im Gegensatz zu früher extremen Warmwasserbiotope, in denen sie anscheinend in Nischen Schutz vor Konkurrenten hatten und somit lange weiterleben konnten. Auch bei den Simbirskiten erfolgte die Eroberung neuer südlicher Lebensräume in zwei getrennten Regionen der Erde, wieder im Pazifik und in Eurasien. Die beiden resultierenden Stämme der Simbirskiten (man vergleiche z. B. Rawson 1971 und Imlay 1960) entwickelten sich völlig unabhängig voneinander und hatten abgesehen von den Ahnen keine Gemeinsamkeiten.

Abschließend sei noch kurz auf die borealen Polyptychitinae und die tethyalen Neocomitinae eingegangen. Die Polyptychitinae verschwinden in ihrem Hauptentfaltungsgebiet, der Nordsee und ihren kleinen Nebenmeeren, ganz allmählich mit der zunehmenden Erwärmung. Migrationen erfolgten sowohl in andere boreale bis hochboreale Becken (Kemper & Jeletzky 1979) als auch bis in die Tethys (Kemper, Rawson & Thieuloy 1981). Zumindest bei den letzteren ist ganz klar, daß die migrierenden Arten im neuen Lebensraum des Südens länger persistierten als im Stammgebiet. Ein langes Überleben ist von Tiefsee-Relikten bekannt. Bei den Polyptychitinae mag eine Abwanderung in größere Tiefen vorgelegen haben, doch zeigen andere Beispiele, wie das der Buchien, daß ein längeres Persistieren auch in Flachwasser-Biotopen möglich war.

Interessant ist das Verhalten der Neocomitinae, einer Gruppe der Perisphinctaceen, deren Heimat und Lebensraum das wärmere Wasser der flacheren Bereiche der Tethys waren. Im frühen Ober-Valangin kam es im Zusammenhang mit der Transgression zu Migrationsschüben in die borealen Becken. Ob die Transgression epeirogenetisch-tektonisch oder eustatisch, etwa in Zusammenhang mit einer ,,Zwischeneiszeit" bedingt war, kann nicht sicher entschieden werden. Im Niedersächsischen Becken fand eine Faunenmischung aus borealen und tethyalen Formen statt (Kemper, Rawson & Thieuloy 1981).

Im folgenden Zeitabschnitt, der deutlich regressive Tendenzen zeigt (Schüttung der Dichotomiten-Sandsteine im Westen des Niedersächsischen Beckens), erlebten die Dichotomiten s. l. ihre Blütezeit. Relikte tethyaler Herkunft sind zwar vorhanden, aber selten und unbedeutend. Dann folgte die große eustatische Spätvalangin-Transgression, die ihren Höhepunkt im frühen Hauterive (der Gliederung im Borealgebiet) erreichte und die durch die beginnende Warmzeit verursacht wurde. Die Dichotomiten verschwanden und wurden nun vollkommen von Gruppen der Neocomitinae ersetzt.

Wie neueste Erkenntnisse in Nordwestdeutschland zeigen, verlagerte sich das Entfaltungszentrum der Neocomitinae mit dem Temperaturanstieg von der Tethys in das Borealgebiet. Es setzte nun die schon mehrfach geschilderte Entwicklung ein, daß Restgruppen im alten Verbreitungsgebiet bleiben, jedoch selten und unbedeutend werden, während im neu eroberten Reich gleichsam ein neues Leben beginnt, für das hier stellvertretend nur die Gattung *Endemoceras* genannt sei. Von den neuen borealen Gruppen wurde erst ein kleiner Teil beschrieben (Kemper, Rawson & Thieuloy 1981).

Daß diese Entwicklung bisher unbekannt war, hat einen einfachen Grund: Neocomitinae waren Tiere des Flachwassers. Marginalsedimente des Valangin waren in Nordwestdeutschland aber kaum aufgeschlossen. Aufschlüsse existierten nur in den zentralen Beckenteilen, so daß uns das Bild der Beckenfazies mit ihren einseitigen Fossilgemeinschaften so lange irregeführt hat. Ebenso deutlich wie die Ammoniten bestätigen auch die Änderungen der benthonischen Mikrofossilien den hier postulierten Klimaverlauf.

Schließlich sei noch erwähnt, daß sich auch die sedimentologischen Befunde gut in das Bild einordnen. Im Abschnitt Valangin-Hauterive zum Beispiel ist sowohl eine Zunahme des Karbonat- als auch des Eisengehaltes bei gleichzeitiger Aufhellung der Gesteinsfarbe festzustellen. Hatten die dunkelgrauen bis schwärzlichen Tonsteine des Unter- und des unteren Ober-Valangin nur minimale Karbonatgehalte, so kam es vom späten Valangin ab und vor allem im Hauterive im flacheren Wasser des Ostteiles des Niedersächsischen Beckens sogar zur Bildung von Kalksteinen, in anderen Beckenteilen zur Bildung von mittelgrauen Mergeltonsteinen.

Wie die oolithischen Eisenerze des Hauterive und Barrême verraten, war in dieser Zeit die Zufuhr von Eisenlösungen vom Festland besonders hoch. Auch im Westteil des Beckens kam es zur Bildung von Eisenerzen und eisenschüssigen Sandsteinen, so daß man das Hauterive als geologische ,,Eisenzeit" bezeichnen kann. Die Sandsteine des Valangin (Bentheimer Sandstein, Dichotomiten-Sandstein u. a.) sind grundsätzlich verschieden, sie sind heller und frei von Eisenverbindungen. Sie sind offensichtlich unter kühl-humiden Klimabedingungen mit begrenzter Lösung von Eisenverbindungen entstanden.

6. DIE BEDEUTUNG DER KLIMASCHWANKUNGEN

Wie gezeigt wurde, haben Klimaschwankungen in der Unterkreide eine große Rolle gespielt. Diese Feststellung ist nicht nur allgemein interessant, sondern deswegen so eminent wichtig, weil die Temperatur der bedeutendste Umweltfaktor war, gleichsam der Primärfaktor, von dem die meisten anderen abhingen und gesteuert wurden. Man denke nur an das marine Strömungssystem, die Wassermassen, die Migrationen der Faunen etc. Die Unterschichtung der Ozeane mit kaltem Wasser führte zu weit verbreiteten Auftriebswassermassen („upwelling") mit all den Folgen für Sedimentbildung („black shales", Phosphoritbildung) und für die Phylogenie der Organismen (Kemper 1983), um nur einiges zu nennen.

In Anbetracht der Schwierigkeiten, zu einer einheitlichen Gliederung der Schichtenfolgen in der Welt zu kommen, bleibt die Brauchbarkeit der Temperaturschwankungen als „events" zu prüfen. Auch sie liefern im Hinblick auf die komplizierten isostatisch-eustatischen Folgewirkungen keine einfache Patentlösung, doch können sie bei Beurteilung und Kontrolle von Abgrenzungskriterien nützlich werden. Fest steht jedenfalls, daß die auf Temperaturanstieg zurückgehenden Grenzziehungen (Valangin/Hauterive und Unter-/Mittel-Alb) auf auffälligen Faunenwechseln beruhen. Diese erfolgen jedoch nicht schlagartig, sondern allmählich. Von den Übergängen abgesehen, sind es die verläßlichsten Abgrenzungen innerhalb der Unterkreide.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

Carey, S. W. & Ahmad, N. (1961): Glacial marine sedimentation. – In: Geology of the Arctic (ed. G. O. Raasch), II: 865–894; Toronto.

Donn, W. L. & Shaw, D. M. (1977): Model of climate evolution based on continental drift and polar wandering. – Geol. Soc. Amer. Bull., **88:** 390–396, 7 Abb.; Washington.

Frakes, L. A. (1979): Climates throughout Geologic Time. – 1–310; Amsterdam (Elsevier).

Imlay, R. W. (1960): Ammonites of Early Cretaceous Age (Valanginian and Hauterivian) from the Pacific Coast States. – Geol. Surv. Prof. Paper **334-F:** 167–228, Abb. 34–36, Taf. 24–43; Washington.

Jeletzky, J. A. (1965): Late Upper Jurassic and early Lower Cretaceous fossil zones of the Canadian Western Cordilleria, British Columbia. – Geol. Surv. Canada, Bull. **103:** 1–70, 4 Abb., 12 Taf.; Ottawa.

Kaplan, M. E. (1978): Kal'citovye pseudomorfozy v jurskich i nižnemelovych otloženijach Severa vostocnoj Sibiri. – Geologija i Geofizika. **12,** 1978: 62–70, 4 Abb., 2 Tab.; Novosibirsk. (Russ.).

Kemper, E. (Ed. 1983): Das späte Apt und frühe Alb Nordwestdeutschlands, Versuch der vollständigen Analyse einer Schichtenfolge. – Geol. Jb. **A 65;** Hannover. (Im Druck.)

— — & Jeletzky, J. A. (1979): New stratigraphically and phylogenetically important Olcostephanid (Ammonitida) taxa from the uppermost Lower and Upper Valanginian of Sverdrup Basin, N. W. T. – GSC-Paper **79–19:** 1–17, 9 Abb., 4 Taf.; Ottawa.

— — & Rawson, P. F. & Thieuloy, J. P. (1981): Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of northwest Europe. – Palaeontology, **24** (2): 251–311, 8 Abb., Taf. 34–47; London.

— — & Schmitz, H. H. (1975): Stellate Nodules from the Upper Deer Bay Formation (Valanginian) of Arctic Canada. – Geol. Surv. Can., Paper **75–1C:** 109–119, 17 Abb.; Ottawa.

— — (1981): Glendonite – Indikatoren des polarmarinen Ablagerungsmilieus. – Geol. Rundschau, 70 (2): 759–773, 1 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.

Owen, H. G. (1976): Continental displacement and expansion of the Earth during the Mesozoic and Cenozoic; Phil. Transact. Royal Soc. London, math. and phys. Sciences, vol. **281,** No. 1303: 223–291, 18 Abb.; London.

Rawson, P. F. (1971): Lower Cretaceous Ammonites from North-East England: The Hauterivian genus *Simbirskites.* – Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geology, 20 (2): 27–86, 10 Abb., 12 Taf.; London.

— — (1974): Hauterivian (Lower Cretaceous) ammonites from Helgoland. – Geol. Jb., **A 25:** 55–83, 1 Tab., 4 Taf.; Hannover.

Sliter, W. V. (1981): Albian Foraminifers from the Lower Cretaceous Christopher Formation of the Canadian Arctic Islands. – Geol. Surv. Canada, Bull. **300:** 41–70, 15 Abb., Taf. 9–15; Ottawa.

Stolley, E. (1935): Über ungewöhnliche Cephalopoden der nordwestdeutschen Unterkreide sowie über Heimat und Wanderung gewisser Gattungen und Arten und deren stratigraphischen Vergleich. – Neues Jb. Miner. etc. Beil.-Bd. **73,** Abt. B, 1935: 384–403; Stuttgart.

Suess, E., Balzer, W. et al. (1982): $CaCO_3$ Hexahydrate from Organic-Rich Sediments of the Antarctic Shelf: Precursors of Glendonites. – Science, **216:** 1128–1131, 2. Abb.; New York.

Vakhrameyev, V. A. (1978): The climates of the Northern Hemisphere in the Cretaceous in the Light of Paleobotanical Data. – Paleont. Jour., 1978 (2): 143–154, 4 Abb.; Moskau.

Tafel 1

Alle Objekte sind in natürlicher Größe abgebildet und stammen aus dem oberen, valanginischen Abschnitt der Deer Bay Formation des Sverdrup Beckens (Kanada, NW-Territories, arktisches Archipel). Es sind Fossilien und Aggregate des extrem kalten Wassers.

Fig. 1–3: Glendonite („euhedral aggregates", „stellate nodules", „hedgehog-concretions") in unterschiedlicher Größe und Ausbildung. Es sind Pseudomorphosen von Calcit nach $CaCO_3$ Hexahydrat (SUESS et al. 1982). Fig. 1: Amund Ringnes Island. 1a: Ansicht von unten, 1b: von der Seite (Abflachung der Unterseite!). Fig. 2 u. 3: Ellef Ringnes Island (Westteil).

Fig. 4, 5, 14: *Buchia* ex gr. *bulloides* – aff. *inflata* (TOULA) sensu JELETZKY. – Diese Gruppe kleinerer Buchien stellt die letzten Vertreter der Gattung im Sverdrup Becken. *Crassicollis*-Niveau des Ober-Valangin von Ellef Ringnes Island.

Fig. 6: Die vorstehend genannten kleinen Buchien sind in manchen Lagen des jüngeren Ober-Valangin so häufig, daß sie nach Toneisensteinverbackung Knollen bilden. Amund Ringnes Island (NW-Teil).

Fig. 7, 8: *Buchia keyserlingi* (LAHUS.). – Buchien dieser Gruppe migrierten im Laufe des Ober-Valangin in südliche Meere (vgl. Taf. 2, Fig. 1–4). Fig. 7: Axel Heiberg Island, Buchanan Lake Gebiet. Fig. 8: Rechte Klappe, Blackwelder Mountains, Ellesmere Island (Nordteil).

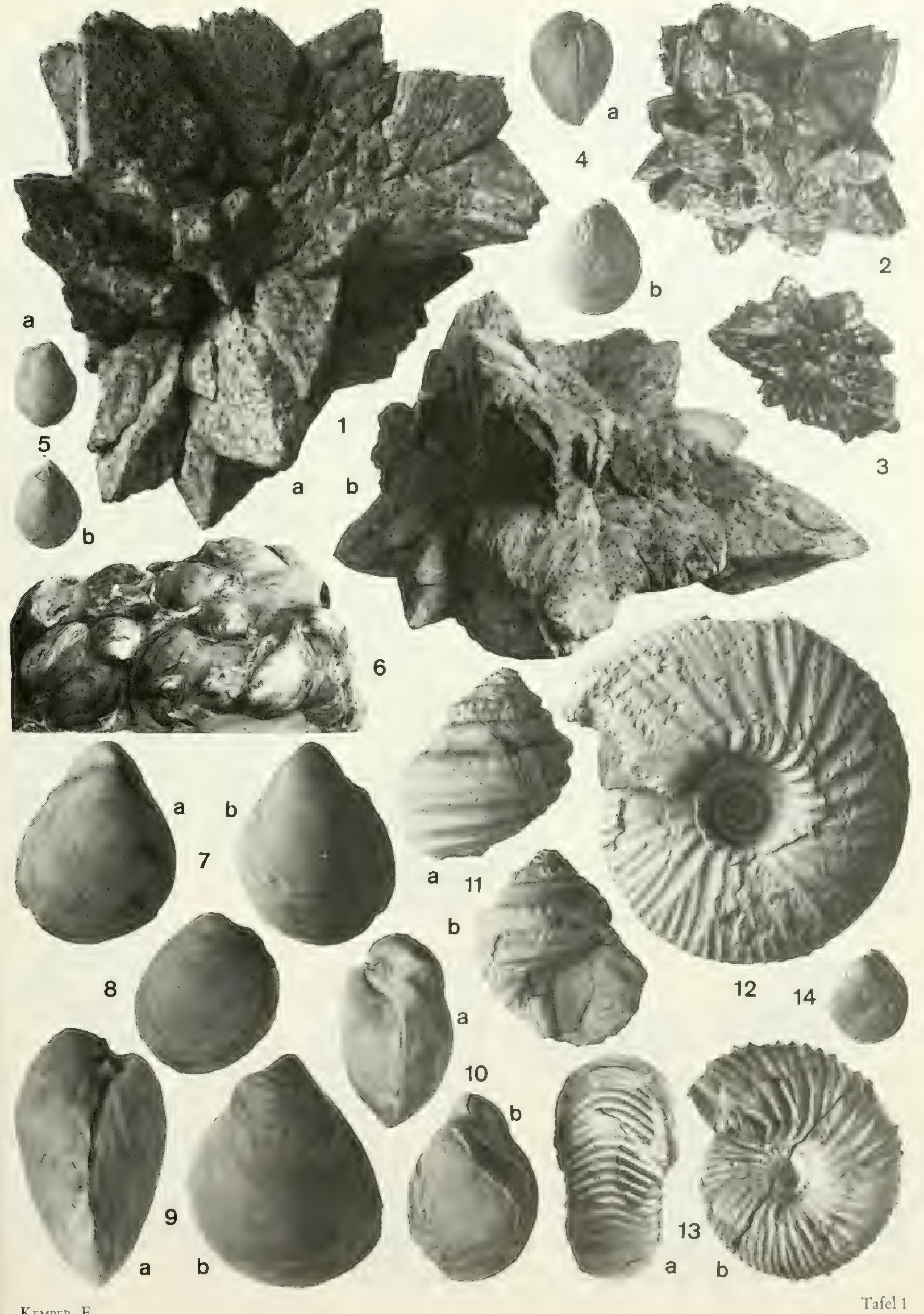
Fig. 9: *Buchia* aff. *keyserlingi* (LAHUS.). – Fundort wie Fig. 8, oberstes Schichtpaket der Deer Bay Formation.

Fig. 10: *Buchia crassicollis solida* (LAHUS.). – Auffällige Art des unteren Ober-Valangin mit Leitwert. Ellef Ringnes Island, Westteil.

Fig. 11: *Helicacanthus* sp. – Eine Kaltwasser-Art der Gastropoden-Familie der Amberleyidae. Station Creek, unweit der Eureka-Wetterstation, Ellesmere Island.

Fig. 12: *Siberiptychites stubendorffi* (SCHMIDT). – Diese Art gehört zu einem in der Jugend sehr fein berippten Stamm der Polyptychitinae, der sich in den arktischen Becken entfaltete. Unter-Valangin. Amund Ringnes Island (NW-Teil).

Fig. 13: „*Polyptychites*" *rectangulatus* (BOGOSL.). – Diese Art ist ein anderer arktischer Vertreter der Polytychitinae. Sie zeigt noch deutlicher als Fig. 12 die feine Berippung der frühen Stadien wie sie bei arktischen Arten oft zu beobachten ist. Fundort und Stufe wie bei Figur 12.


1
a
b
2
3
4
a
b
5
a
b
6
7
a
b
8
9
a
b
10
a
b
11
a
b
12
13
a
b
14

Tafel 2

Alle Fossilien sind in natürlicher Größe abgebildet. Es sind Migrationsformen oder -gruppen.

Fig. 1–4: *Buchia* aff. *keyserlingi* (LAHUS.). – In NW-Deutschland wurden sie bisher im Noricum-Kalksandstein des Emslandes und im Eisenerz von Salzgitter (die hier abgebildeten Exemplare, leg. WIEDENROTH) beobachtet. Sie erscheinen demnach in Europa in Warmwasser-Ablagerungen des frühen Hauterive, nachdem sie vorher im Valangin die kalten Polarmeere bewohnt hatten.

Fig. 5: *Polyptychites keyserlingi* (NEUM. & UHL.). – Unter-Valangin. Bückeburg.

Fig. 6: *Prodichotomites ivanovi* (ARISTOV). – Ober-Valangin. Ottensen b. Stadthagen.
P. keyserlingi und *Prod. ivanovi* sind Gruppen der Polyptychitinae, die in Mitteleuropa entstanden, im Valangin aber bis in die arktischen Becken vordrangen.

Fig. 7: *Ringnesiceras (Ringnesiceras) amundense* KEMP. & JEL. – Tiefes Ober-Valangin. Amund Ringnes Island (NW-Teil). Diese arktische Art steht an der Wurzel der Simbirskitinae.
Die erste Phase der Entwicklung der Simbirskitinae fand in der Arktis statt. In Europa traten sie erst im späten Unter-Hauterive auf. Es werden hier einige Arten aus dem Ober-Hauterive von Helgoland abgebildet (Photos und Genehmigung von Dr. P. F. RAWSON):

Fig. 8: *Simbirskites (Speetoniceras) inversum* (PAVL.)

Fig. 9: *Simbirskites (Simb.)* cf. *decheni* (ROEM.)

Fig. 10: *Simbirskites (Craspedodiscus) phillipsi* (ROEM.)

Fig. 11: *Simbirskites (Milanowskia) helgolandicus* RAWS.

Fig. 12–15: *Leymeriella tardefurcata* (LEYM.). – Unter-Alb, Fig. 12: Altwarmbüchen; Fig. 13–15: Immensen, östlich von Lehrte.

Fig. 16–21: *Leymeriella* sp. sp. – Bruchstücke von Gehäusen dieser Ammoniten-Gattung aus bläulichen *Leymeriella*-Kalken des Kolah-Qazi-Gebirges südlich von Isfahan (Zentraliran). Diese bläulichen Kalke trennen einen älteren von einem jüngeren Orbitolinen-Kalk und repräsentieren Sedimente einer kühleren Phase, der clansayesisch-frühalbischen Kaltzeit. Die *Leymeriella*-Arten sind praktisch identisch mit denen des Niedersächsischen Beckens und anderer Gebiete Eurasiens (siehe Fig. 12–15 dieser Tafel).


1 a
b
2
3 a
b
5 a
b
4 a
b
7 a
b
6 a
b
8 a
b
9 a
b
10 a
b
11
17
16
12
13
18
19
20
14
15
21



Zitteliana	**10**	371–373	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Synchrone Kaltwasser-Ablagerungen: Die Grenzschichten Cenoman-Turon in Mittel- und Nordeuropa und bei Regensburg (Süddeutschland)

Von

EDWIN KEMPER & WOLFGANG WEISS*)

KURZFASSUNG

Es werden jüngste, an den dunklen Tonsteinen des späten Apt (Clansayes) und frühen Alb gewonnene Erkenntnisse auf die schwarzen Schichten des Cenoman-Turon-Grenzbereiches NW-Europas („Plenus Marl Formation") und auf die unteren Schichtglieder der süddeutschen Regensburger Oberkreide (Eibrunner und Rheinhausener Schichten, Amberger Tripel u. a.) übertragen.

Die Gesteine des Cenoman-Turon-Grenzbereiches können allgemein als Sedimente des kühleren Wassers angesehen werden. Die tiefere Regensburger Schichtenfolge ist jedoch das Produkt von kaltem Wasser besonderer Art, von aufdringendem Tiefenwasser ("coastal upwelling"). Bedeutsam ist, daß es sich in beiden Regionen um zeitgleiche Ablagerungen handelt. Beide gehen auf die gleiche Ursache zurück, auf eine kältere Klimaphase. Die untere Folge der Regensburger Oberkreide ist eines der schönsten Beispiele einer Faziesassoziation und -abfolge, wie sie durch kaltes Auftriebswasser entsteht.

ABSTRACT

The investigation of the late Aptien and early Albien black shales in NW Germany (KEMPER 1983) demonstrates that climatic changes and upwelling of deeper cold water have greatly influenced the deposition of this facies type. These observations and results are now applied to the dark beds of the Cenomanian-Turonian transitional sequence in NW Europe and to the also dark units in the early Upper Cretaceous in the Regensburg area (Eibrunner and Reinhausener Schichten, Amberger Tripel a. o., Southern Germany).

Similarities of the lithological and faunal successions show that these dark beds of late Cenomanian to early Turonian age in middle and northern Europe can be interpreted indeed as deposits of cool water. The lower units of the Regensburg sequence originate also in cool water, but in a different way; in this case cool water is ascending from greater depths by coastal upwelling. Remarkable is that both types of cool water deposits have the same age (late Cenomanian to early Turonian) and the same origin due to a cool climate.

1. EINLEITUNG

Der Versuch einer vollständigen Analyse der Schichtenfolge jüngstes Apt (Clansayes)/frühes Alb in NW-Deutschland (KEMPER 1983a) hat eine Fülle von neuen Erkenntnissen gebracht, die es gestatten, bisher rätselhafte Fazieskörper zu deuten. Zu solchen schwer interpretierbaren oder bisher nicht zutreffend gedeuteten Fazieskörpern oder -folgen gehören die schwarzen Schichten des Grenzbereichs Cenoman-Turon Mittel- und Nordeuropas und die unteren Glieder der Regensburger Oberkreide.

Das Hauptergebnis der Bearbeitung der dunklen Tonsteine des nordwestdeutschen späten Apt und frühen Alb war die Erkenntnis, daß kalte Klimaphasen und von diesen induziertes verstärktes Hochdringen von kaltem Tiefenwasser ("Upwelling") in der Erdgeschichte von außerordentlicher Bedeutung gewesen sind. Das Zusammenwirken beider führt in der Regel zu jenen als merkwürdig empfundenen Faziesentwicklungen, deren Analyse mit konventionellen Vorstellungen Schwierigkeiten macht.

*) E. KEMPER und W. WEISS, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

2. DIE SCHWARZEN SEDIMENTE DES CENOMAN-TURON GRENZBEREICHS IN NW-EUROPA

Die Grenzschichten Cenoman-Turon stellen in weiten Teilen NW-Deutschlands und der Nordsee ein markantes Schichtpaket dar, das durch dunkle Lagen ausgezeichnet ist. Bei BURNHILL & RAMSAY (1981) wurde es Plenus Marl Formation genannt (siehe auch WEISS 1982). BALDSCHUHN, JARITZ & KOCH (1977) konnten nachweisen, daß auf der POMPECKJschen Scholle zwischen Cenoman und Turon eine Lücke vorhanden ist. Nach BURNHILL & RAMSAY (1981) soll die Plenus Marl Formation "the peak of the transgressive phase" des ,,frühen Turon" (= Cenoman-Turon) sein, doch geht das aus der beigegebenen Abbildung (Fig. 5) nicht eindeutig hervor. Klar ersichtlich ist an dieser Abbildung dagegen die sich anschließende regressive Phase, während der strukturelle Hochlagen erodiert wurden. Anschließend folgte die Transgression der Herring Formation. Demnach wird die Plenus Marl Formation im Bereich von Hochlagen sowohl unten als auch oben durch Hiaten begrenzt. "It consists of dark brown to black sapropelitic mudstones rich in planktonic foraminifera and radiolaria, but yielding a sparse benthonic fauna". Ähnliche Verhältnisse wurden auch in NW-Deutschland beobachtet.

ERNST et al. (Vortrag beim Kreide-Symposium München 1982 und dieses Heft) erwähnten, daß die dunklen Schichten des Cenoman-Turon-Grenzbereichs im Süden, auf der Rheinischen Masse, lateral in Grünsande übergehen und an anderen Stellen, z. B. östlich von Hannover, als Rotpläner entwickelt sind. ERNST et al. (1982) führten in Kenntnis der hauptsächlichen Ergebnisse von KEMPER (1983a) und wohl davon angeregt erstmalig kaltes Wasser und "Upwelling"-Effekte als Ursache der schwarzen Cenoman-Turon-Grenzschichten und ihrer Faziesäquivalente an.

Tatsächlich erinnern diese schwarzen Sedimente mit ihrem Kieselplankton stark an die eindeutigen Kaltwassersedimente der Zeit spätes Apt (Clansayes)/frühes Alb. Auch mit diesen waren immer eustatisch-isostatisch bedingte Meeresspiegelschwankungen verbunden (KEMPER, 1983b dieser Band). Es ist vorstellbar, daß die beiden Regressionsphasen vor und nach der Ablagerung der "Plenus Marl Formation" sensu BURNHILL & RAMSAY (1981), die sich besonders auf Blöcken und Hochlagen bemerkbar machen, auf Wasserbindung in Eiskappen nach jeweiligen ziemlich plötzlichen Temperaturabfällen zurückgehen.

Die biostratigraphische Einstufung der dunkelgefärbten, oft schwarzen Mergel erfolgt in den beiden hier genannten Regionen in erster Linie mit planktonischen Foraminiferen. Das Aussetzen der Rotaliporen markiert die Cenoman-Turon-Wende. Vor der Cenoman-Turon-Wende steigt die Diversität und die Densität der planktonischen Foraminiferen, insbesondere der Rotaliporen, in den schwarzen Sedimenten deutlich an und signalisiert ein ökologisches Optimum.

Nach dem Aussetzen der Rotaliporen treten vereinzelt oder auch in großen Populationen ungekielte planktonische Foraminiferen (grandes Globigérines) hervor, die als palökologisch weniger anspruchsvoll gelten. Erst im unteren Turon folgen sukzessive wieder gekielte planktonische Foraminiferen nach. Die klimatisch bedingte Zufuhr kalten Wassers führt zunächst zu einem Anstieg der Diversität und Densität der planktonischen Foraminiferen, die nach Überschreiten eines gewissen Bereichs für bestimmte Gruppen, hier die Rotaliporen, abreißt und andere Gruppen hervortreten läßt. Der Kaltwassereinfluß markiert somit in der Entwicklung einen erheblichen Einschnitt.

3. DIE SCHICHTENFOLGE DES REGENSBURGER GOLFES

Die Schichtenfolge der Regensburger Kreide wurde von FAY, FÖRSTER & MEYER (1982) in sehr übersichtlicher Weise dargestellt. Auf diese Darstellung wird hier Bezug genommen. Demnach erfolgte die Überflutung des Regensburger Gebietes im späten Cenoman. Von besonderer Bedeutung ist das Gebiet von Bad Abbach (Profil Mühlberg; WEISS 1982).

Hier folgt über dem Transgressionskonglomerat der obercenomane Regensburger Grünsandstein. Er zeigt Entkieselungserscheinungen (Kieselknollen und -bänke) und enthält nur eine arme Mikrofauna. Mit scharfer Abgrenzung folgen darüber die Eibrunner Mergel, in denen *Actinocamax plenus* (BLAINV.) gefunden worden ist. Der untere Teil der Eibrunner Mergel enthält eine reiche Mikrofauna des hohen Cenoman, u. a. mit Rotaliporen. Die oberen Eibrunner Mergel haben nur eine ärmere Mikrofauna, nach der sie in das Unter-Turon einzustufen sind.

Über den Eibrunner Mergeln folgen die Rheinhausener Schichten. Es sind kieselige Kalke mit Massenvorkommen von Schwamm-Spiculae und Linsen von weißlichem, porösem Tripel, einem Diatomit der modernen Nomenklatur. Inoceramen der *labiatus*-Gruppe erlauben eine eindeutige Einstufung als Unter-Turon.

Beim Profil Benberg wird für die Reinhausener Schichten Montmorillonit-Reichtum und Glaukonitführung angegeben. Besonders instruktiv sind hier die mikropaläontologischen Befunde von RISCH (in FAY et al. 1982), nach denen in den oberen Eibrunner Schichten (tiefes Turon) eine Verarmung der Fauna einsetzt. ,,(Es) fehlen planktonische Foraminiferen; es liegt aber noch eine individuenreiche und artenarme benthonische Kalk- und Sandschaler-Fauna vor." Die Fauna der Reinhausener Schichten wird, abgesehen vom Reichtum an Schwammresten, als arm angegeben.

Im Raum von Amberg entsprechen die Reinhausener Schichten dem Amberger Tripel, einem Diatomit, der von schwarzen Mergeln mit Kalkknollen unterlagert wird, einem Äquivalent der höheren Eibrunner Mergel.

Wie die umfassende Studie am Clansayes und frühen Alb NW-Deutschlands ergeben hat (KEMPER 1983a), sind all die erwähnten Erscheinungen nicht isoliert, sondern in ihrer Ab-

folge und Assoziation typisch für Meeresteile, die durch kaltes Auftriebswasser ("coastal upwelling") gekennzeichnet sind. Besonders charakteristisch ist das Auftreten von Diatomiten und Kieselschwämmen sowie eine Verarmung der restlichen Faunen, insbesondere das Zurücktreten oder Verschwinden der planktonischen Foraminiferen. Auch die Bildung von Glaukonit und Kieselknollen und -bänken sowie von Montmorillonit gehört zu der Faziesassoziation des "Upwelling"-Typs. Für Einzelheiten kann auf KEMPER (1983a) und KEMPER & ZIMMERLE (1982) verwiesen werden.

4. ERGEBNISSE

Wie geschildert wurde, kam es im Regensburger Golf an der Wende Cenoman-Turon zum Aufdringen kalten Tiefenwassers. Dieses "Upwelling" erreichte seine höchste Intensität während der Bildung der Tripelgesteine (Neuburger Kieselkreide, Reinhausener Schichten, Amberger Tripel). Wie die Befunde der Mikropaläontologen (RISCH, WEISS in FAY, FÖRSTER & MEYER 1982) und auch die Einzelfunde von *Actinocamax plenus* („Plenus Mergel") direkt zeigen, entspricht der Einsatz des Kaltwasserauftriebs genau der Bildung der dunklen spätcenomanen bis unterturonen Schichten („Plenus Marl Formation") NW-Europas.

Diese Synchronität ist sicher nicht zufällig. Vielmehr haben die schwarzen Sedimente der Grenzschichten Cenoman-Turon in NW-Europa und der Kaltwasserauftrieb im Regensburger Golf die gleiche Ursache: eine Klimaverschlechterung. Denn eine Abkühlung führt einerseits zu einer Umstellung des Strömungssystems: das gyrenkontrollierte thermosphaerische System der warmen Zeiten wird durch das psychrosphaerische ersetzt, das durch eine vorwiegende Vertikalkomponente ausgezeichnet ist. Andererseits wird durch den erhöhten Temperaturgradienten die Zirkulation generell verstärkt. Somit unterstützen auch diese Überlegungen die Annahme einer kühlen Klimaphase an der Wende Cenoman-Turon.

Die untere Folge der Regensburger Oberkreide ist eines der schönsten Beispiele einer Faziesassoziation und -abfolge wie sie durch kaltes Auftriebswasser hinterlassen wird.

SCHRIFTEN

BALDSCHUHN, R., JARITZ, W. & KOCH, W. (1977): Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (POMPECKJ'sche Scholle). – Geol. Jb., **A 38:** 1–128, 3 Abb., 19 Taf.; Hannover.

BURNHILL, T. J. & RAMSAY, W. V. (1981): Mid-Cretaceous Palaeontology and Stratigraphy, Central North Sea. – In: Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe: 245–253, 5 Abb.; London.

ERNST, G. et al. (1983): Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – Zitteliana, **10:** München.

FAY, M., FÖRSTER, R. & MEYER, R. (1982): 2. Symposium Kreide, München 1982; Führer zu den Exkursionen; Exkursion A: Regensburger Kreide: A1–A54, 12 Abb.; München.

KEMPER, E. (Editor), (1983a): Das späte Apt und frühe Alb Nordwest-Deutschlands, Versuch der umfassenden Analyse einer Schichtenfolge. – Geol. Jb. **65** (im Druck), Hannover.

— — (1983b): Über Kalt- und Warmzeiten der Unterkreide. – Zitteliana, **10:** München.

KEMPER, E. & ZIMMERLE, W. (1983): Facies patterns of Cretaceous/Tertiary subtropical upwelling system (Great Syrian Desert) and Aptian/Albian boreal upwelling system (NW Germany). – In: SUESS, E. & THIEDE, J. (Ed.): Coastal Upwelling: Its Sediment Record (Symposium Portugal 1981). Im Druck.

WEISS, W. (1982): Planktonische Foraminiferen aus dem Cenoman und Turon von Nordwest- und Süddeutschland. – Palaeontographica, Abt. A, **178** (1–3): 49–108, 6 Taf., 9 Abb.; Stuttgart.



Zitteliana	10	375–386	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Sur la paléozoogéographie des bassins eocrétacés du Caucase

Par

ELISSO V. KOTETICHVILI*)

Avec 8 figures dans le text et 6 tableaux

RÉSUMÉ

Se basant sur l'analyse comparable des complexes d'Ammonites du Crétacé inférieur la subdivision paléozoogéographique des bassins Méditerranéens est donnée dans les limites de l'Europe du Sud, de l'Afrique du Nord et du Sud de l'URSS.

Le provincialisme d'Ammonites est bien marqué au Berriasien et à l'Albien; au Valanginien-Aptien il s'abaisse. Le changement quantitatif des genres Boréaux et Tethysiens est observé durant des siecles du Crétacé inférieur; la direction de migration de quelques genres est précisé; quelque changement climatique est établi sur la base de la répartition d'Ammonites.

ABSTRACT

Based on a comparable analysis of the Lower Cretaceous ammonite complexes a paleozoogeographical subdivision of Mediterranean basins of Southern Europe, North Africa and the Southern part of the USSR is given.

Ammonite provincialism is well manifested in the Berriasian and Albian. In the Valanginian-Aptian it is reduced. Quantitative exchange of Boreal and Tethyan genera is observed. Directions of migration are precised for some genera. Based on the distribution of ammonite genera climatic variations are suggested.

KURZFASSUNG

Durch vergleichende Faunen-Untersuchungen der unterkretazischen Ammoniten-führenden Folgen wird eine paläozoogeographische Unterteilung der mediterranen Sedimentationsbecken in Südeuropa, Nordafrika und dem südlichen Teil der USSR vorgestellt.

Während im Berrias und im Alb bei den Ammoniten ein ausgesprochener Provinzialismus herrschte, war dieser vom Valangin bis in das Apt sehr reduziert, es fand ein vollständiger Austausch von Tethys-Gattungen mit Gattungen des borealen Bereiches statt. Für einige Gattungen können die Wanderwege verfolgt werden. Aus der Verteilung der Ammoniten-Gattungen kann auf Klimaschwankungen geschlossen werden.

Les bassins Eocrétacés du Caucase situés dans la partie NE de la Méditerranée, etaient limités immediatement au Nord par des bassins Boréaux. C'est pourquoi du point de vue paléozoogéographique l'influence permanente du regne Boréal sur le regne Tethysien joue un role important dans l'histoire Mésozoique de ces bassins; cette influence s'exprime différemment suivant les époques. Pendant quelques siecles jurassiques elle est assez considerable (ROSTOVZEV, 1978, SAKHA-

*) E. V. KOTETICHVILI, Geological Institute AN GSSR, Z. Roukhadze str. 1, korp. 9, USSR 380093 Tbilisi.

ROV, 1978). Elle se prolonge pendant l'Eocrétacé variant selon des siecles avec un maximum au Valanginien et à l'Hauterivien.

Au Jurassique (ROSTOVZEV, 1978) aussi qu'au Crétacé inférieur au Caucase on remarque l'augmentation de la quantité des genres et d'espèces Boréaux du Sud au Nord. Par consequent, le bassin du Caucase du Nord etait toujours plus exposé à l'influence Boréale, que celle de la Transcaucasie. Le géoanticlinal Caucasien, existant déja entre eux, presentait une barriere physique favorisant cette difference.

Dans le bassin Transcaucasien nous considerons trois partie: 1. La partie Nord – domaine profond de la mer néritique – zone infranéritique; 2. La masse médiane de Transcaucasie (bloc Géorgien) – zone littorale jusqu'au Barrémien inférieur puis zone épinéritique; 3. Le Caucase Mineur – zone infranéritique. La grande majorité des genres d'ammonites du Berriasien-Hauterivien est répendue dans la partie Nord, quelques genres sont connus dans le Caucase Mineur, sur le bloc médian ils sont absents presque totalement. Parmi les 11 genres Berriasiens, connus dans la partie Nord, au Caucase Mineur il y en a deux – *Berriasella* et *Spiticeras;* parmi les 5 genres Valanginiens – deux – *Olcostephanus* et *Neocomites;* parmi les 6 genres Hauteriviens – deux – *Balearites* et *Subsaynella.* La transgression Eocrétacé atteint le bloc médian plus tard; c'est seulement à la fin de l'Hauterivien qu'apparait le premier ammonite – representant du genre *Simbirskites.*

Tout ce qui précede permet de conclure: le bassin Nord de la Transcaucasie n'était pas lié directement à celui du Caucase Mineur; le bloc médian était une barriere physique et la pénétration des genres rares dans ce dernier devait se réaliser soit par un détour du bloc médian, soit à partir autres bassins de la Méditerranée, situés plus au Sud.

A partir du Barrémien les relations quantitatives entre les trois complexes d'ammonites de Transcaucasie changent. La mer qui couvrait le bloc médiane devient un milieu propice au développement des ammonites et depuis lors jusqu'à la fin de l'Albien elle constitue un lieu d'épanouissement de nombreuses familles de ce groupe. Dans les bassins situés plus au Nord et plus au Sud on rencontre les complexes d'Ammonites toujours plus pauvres que ce du bloc médian. La différentiation des genres d'ammonites qui dépende de la profondeur de la mer dans les différentes parties de Transcaucasie atteint son maximum dans le Barrémien.

Au Barrémien le bloc médian, la partie Nord et le Caucase Mineur comportent successivement 20, 16 et 15 genres. 5 d'entre eux – *Costidiscus, Crioceratites, Imerites, Colchidites, Barremites* – sont ubiquistes. 5 sont communs pour le bloc Géorgien et la partie Nord – *Paracrioceras, Heteroceras, Paraimerites, Hemihoplites, Matheronites;* 4 – pour le bloc Géorgien et Caucase Mineur – *Macroscaphites, Toxoceratoides, Argvethites, Hamulina;* 5 – pour la partie Nord et le Caucase Mineur – *Holcodiscus, Spitidiscus, Astieridiscus, Subpulchellia, Silesites.* Sur le bloc Géorgien sont representé: *Audouliceras, Eristavia, Torcapella, Pulchellia, Heinzia, Paraspiticeras;* dans la partie Nord – *Hemibaculites, Anahamulina;* au Caucase Mineur – *Leptoceras.*

A l'Aptien c'est respectivement 35, 16 et 13 genres qui sont connus sur le bloc Géorgien, la partie Nord et Caucase Mineur. Parmi ces genres *Tetragonites, Uhligella, Procheloniceras, Epicheloniceras, Acanthohoplites, Colombiceras, Deshayesites* sont ubiquistes. Pour le bloc Géorgien et la partie Nord sont communs: *Pseudocrioceras, Acrioceras, Australiceras, Pseudohaploceras, Zuercherella, Cheloniceras, Diadochoceras, Nodosohoplites, Dufrenoya.* Pour le bloc Géorgien et le Caucase Mineur sont commun: *Dissimilites, Ancyloceras, Ammonitoceras, Tonohamites.* Les genres communs pour la partie Nord et Caucase Mineur sont inconnus, ainsi que les genres répandus seulement dans la partie Nord. Au Caucase Mineur il y a deux – *Gargasiceras* et *Valdedorsella,* tandis que seulement sur le bloc Géorgien persistent 15 genres: *Cicatrites, Helicancylus, Pseudoaustraliceras, Kutatissites, Tropaeum, Hamiticeras, Ptychoceras, Aconeceras, Roloboceras, Megatyloceras, Parachelonicera, Eodouvilleiceras, Protacanthoplites, Procolombiceras, Hypacanthoplites.*

Dans l'Albien sur le bloc Géorgien sont connus 22 genres, dans la partie Nord – 5 et au Caucase Mineur – 9. Les genres

Genres d'Ammonites	Caucase du Nord	Transcaucasie			Crimée	Mangychlak
		Partie Nord	Bloc Géorgien	Caucase Mineur		
Haploceras	+				+	
Spiticeras	+	+		+	+	
Neqreliceras	+	+			+	
Pseudosubplanites	+	+			+	
Berriasella	+	+		+	+	
Malbosiceras	+				+	+
Delphinella	+				+	
Mazenoticeras	+	+				+
Euthymiceras	+	+			+	+
Neocosmoceras	+				+	+
Himalayites	+	+			+	
Fauriella	+	+			+	
Tirnovella	+					
Jabronella		+				+
Dalmasiceras	+	+			+	
Pomeliceras	+				+	
Subthurmannia		+				
Riasanites	+				+	+
Blanfordiceras	+					
Tauricoceras	+				+	
Transcaspiites	+				+	+
Genres inconnus au Caucase						
Bochianites					+	
Substreblites					+	
Subalpinites					+	+
Retowskiceras					+	
Surites						+

Tableau 1. Répartition des genres d'Ammonites Berriasiens au Caucase et dans les régions voisines

Genres d'Ammonites	Caucase du Nord	Transcaucasie			Crimée	Mangychlak
		Partie Nord	Bloc Géorgien	Caucase Mineur		
Protetragonites		+				
Olcostephanus	+	+		+	+	
Saynoceras	+					
Valanginites	+					
Polyptychites	+					+
Dichotomites	+					+
Neocraspedites	+					+
Thurmanniceras	+	+			+	
Neocomites	+	+		+	+	
Kilianella	+	+			+	
Genres inconnus au Caucase						
Temnoptychites						+
Euryptychites						+
Astieriptychites						+
Neohoploceras						+

Tableau 2. Répartition des genres d'Ammonites Valanginiens au Caucase et dans les régions voisines

Genres d'Ammonites	Caucase du Nord	Transcaucasie			Crimée
		Partie Nord	Bloc Géorgien	Caucase Mineur	
Balearites	+				+
Crioceratites	+	+		+	+
Aegocrioceras	+				
Pseudothurmannia	+	+			+
Speetoniceras	+	+			+
Simbirskites	+	+	+		+
Craspedodiscus	+				+
Lyticoceras	+	+			+
Acanthodiscus	+				+
Leopoldia	+	+			+
Oosterella	+				+
Subsaynella	+			+	
Genres inconnus au Caucase					
Astieria					+
Moutoniceras					+

Tableau 3. Répartition des genres d'Ammonites Hauteriviens au Caucase et dans les régions voisines

ubiquistes sont *Puzosia* et *Mortoniceras. Beudanticeras, Desmoceras* et *Oxytropioceras* sont répandus dans la partie Nord et sur le bloc Géorgien; *Kossmatella, Mariella, Hoplites, Discohoplites, Hysteroceras, Scaphites* sont communs pour le bloc Géorgien et Caucase Mineur. Le genres *Anahoplites* se rencontre seulement au Caucase Mineur, 11 genres – *Eogaudriceras, Anagaudryceras, Jauberticeras, Hamites, Anisoceras, Idiohamites, Ostlingoceras, Douvilleiceras, Leymeriella, Cleoniceras, Stoliczkaia* – sur le bloc Géorgien.

Les elements de la faune Boréale – les genre *Lyticoceras, Speetoniceras* et *Simbirskites* sont répandus seulement dans la partie Nord de Transcaucasie, n'atteignant jamais les partie situées plus au Sud.

A la fin du Barrémien inférieur se produit la dispersion rapide des *Pulchellides* dans toute Transcaucasie suivant une distribution stratigraphique très etroite par rapport à d'autres parties de la Méditerranée où ils sont répandus dans tout le Barrémien.

A la fin du Barrémien c'est l'épanouissement de la subfamille *Colchiditinae;* par la quantité des exemplaires et la diversité des espèces les localités du bloc Géorgien sont uniques dans toute la Méditerranée.

Maintenent nous pouvons comparer le complexe d'ammonites Eocrétacé de la Transcaucasie avec celui du Caucase du Nord. Ce dernier est assez riche. La quantité générale des genres *(Phylloceratides* et *Lytoceratides* exclus) – 119, parmi lesquelles 87 sont communs pour les deux régions. La difference générale entre eux du point de vue paléozoogéographique se traduit essentiellement par une influence plus importante du regne Boréal au Caucase du Nord.

Voyons comment elle s'effectue pendant les siecles Eocrétacé?

Au Berriasien dans le Caucase du Nord persiste le genre Boréal *Riasanites,* tres fréquanté dans le bassin Berriasien d'Europe Orientale. Dans le bassin Nordcaucasien il est connu avec des genres typiquement méditerranéens – *Fauriella, Malbosiceras, Berriasella, Negreliceras, Dalmasiceras* etc. Dans meme bassin persiste le genre transcaspien *Transcaspiites.*

Au Valanginien sont largement répandus les genres Boréaux: *Polyptychites, Neocraspedites, Valanginites, Dichotomites.* Avec eux sont connus *Neocomites, Saynoceras* etc.

A l'Hauterivien les genres *Speetoniceras, Simbirskites, Craspedodiscus, Lyticoceras* s'épanouissent. Avec eux sont présentés *Leopoldia, Astieria, Pseudothurmannia.*

Au Barrémien apparait un complexe entierement méditerranéen: *Costidiscus, Crioceratites, Matheronites, Holcodiscus, Barremites, Heinzia* etc. La difference entre les complexes d'ammonites de Transcaucasie et du Caucase du Nord est exprimé par la presence de quelques genres endémiques – *Auritina, Epacrioceras* etc., d'un genre transcaspien *Turkmeniceras* (rares exemplaires) et par l'absence des genres *Pulchellia* et *Subpulchellia* dans le dernier.

A l'Aptien sont présentés des complexes d'ammonites semblable, constitués des genres européens en général: *Ancyloceras, Procheloniceras, Cheloniceras, Epicheloniceras, Eodou-*

Genres d'Ammonites	Caucase du Nord	Transcaucasie			Crimée	Kopetdagh
		Partie Nord	Bloc Géorgien	Caucase Mineur		
Costidiscus	+	+	+	+	+	
Macroscaphites	+		+	+	+	
Crioceratites	+	+	+	+		
Paracrioceras	+	+	+		+	
Hemicrioceras	+					
Leptoceras				+		
Toxoceratoides	+		+	+		
Audouliceras			+			
Heteroceras	+	+	+		+	+
Argvethites	+		+	+		+
Hemibaculites		+				
Colchidites	+	+	+	+		+
Imerites	+	+	+	+		+
Paraimerites	+	+	+		+	+
Erestavia			+			+
Hemihoplites	+	+	+			+
Matheronites	+	+	+			+
Anahamulina	+	+			+	
Hamulina	+		+	+	+	
Torcapella	+		+			
Barremites	+	+	+	+	+	
Holcodiscus	+	+		+	+	
Spitidiscus	+	+		+	+	
Astieridiscus	+	+		+	+	
Silesites	+	+		+	+	
Pulchellia			+			
Heinzia	+		+			+
Subpulchellia	+	+		+		
Turkmeniceras	+					+
Paraspiticeras	+		+			
Abritusites	+					
Epacrioceras	+					
Auritina	+				+	

Tableau 4. Répartition des genres d'Ammonites Barrémiens au Caucase et dans les régions voisines

Genres d'Ammonites	Caucase du Nord	Transcaucasie			Crimée	Mangychlak	Kopetdagh
		Partie Nord	Bloc Géorgien	Caucase Mineur			
Tetragonites	+	+	+	+			+
Cicatrites	+		+				
Pseudocrioceras		+	+				
Helicancylus			+				
Dissimilites			+	+			
Acrioceras	+	+	+				
Ancyloceras	+		+	+			+
Australicers	+	+	+				
Pseudoaustraliceras	+		+				
Ammonitoceras	+		+	+		+	+
Kutatissites	+		+				
Tropaeum	+		+			+	+
Hamiticeras			+				+
Tonohamites	+		+	+			+
Ptychoceras	+		+		+		
Aconeceras	+		+		+		
Sanmartinoceras	+						
Valdedorsella	+			+			
Pseudohaploceras	+	+	+		+		+
Melchiorites	+				+		
Uhligella		+	+	+			
Zuercherella	+	+	+				
Pseudosaynella	+						
Roloboceras			+				+
Megatyloceras			+				
Cheloniceras	+	+	+			+	+
Procheloniceras	+	+	+	+		+	+
Parachelониceras			+				
Epicheloniceras	+	+	+	+		+	+
Eodouvilleiceras	+		+				
Sinzowia	+						
Parahoplites	+	+				+	+
Diadochoceras	+	+	+				+
Protacanthoplites			+				+
Acanthohoplites	+	+	+	+	+	+	+
Nodosohoplites	+	+	+				
Gargasiceras				+			+
Procolombiceras			+				
Colombiceras	+	+	+	+	+		+
Hypacanthoplites	+		+			+	+
Deshayesites	+	+	+	+	+	+	+
Dufrenoyia	+	+	+				+
Genres inconnus au Caucase							
Luppovia						+	+
Caspianites						+	+

Tableau 5. Répartition des genres d'Ammonites Aptiens au Caucase et dans les régions voisines

Genres d'Ammonites	Caucase du Nord	Transcaucasie			Crimée	Mangychlak	Kopetdagh
		Partie Nord	Bloc Géorgien	Caucase Mineur			
Eogaudryceras	+		+				
Anagaudryceras			+				
Kossmatella	+		+	+	+		+
Jauberticeras	+		+				+
Hamites	+		+			+	+
Anisoceras	+		+			+	+
Idiohamites			+				
Ostlingoceras	+		+				
Mariella	+		+	+	+		+
Puzosia	+	+	+	+	+		+
Beudanticeras	+	+	+		+	+	+
Desmoceras	+	+	+				+
Douvilleiceras	+		+		+	+	+
Leymeriella	+		+		+	+	+
Cleoniceras			+			+	+
Hoplites	+		+	+	+	+	+
Anahoplites				+	+	+	+
Discohoplites			+	+		+	+
Lepthoplites	+					+	+
Sonneratia	+					+	+
Oxytropidoceras	+	+	+			+	
Mortoniceras	+	+	+	+	+	+	+
Stoliczkaia	+		+				+
Hysteroceras	+		+	+	+		+
Scaphites	+		+	+			
Genres inconnus au Caucase							
Tetrahoplites						+	
Epihoplites					+		+
Euhoplites							+
Protohoplites						+	
Dimorphoplites						+	
Callihoplites						+	+
Pleurohoplites						+	
Arraphoceras						+	
Arcthoplites						+	
Bellidiscus						+	
Anadesmoceras						+	
Vnigriceras						+	
Dipoloceras							+
Cantabrigites							+
Angolaites							+
Neokentroceras							+
Goodhalites							+
Neoharpoceras							+
Saltericeras							+
"Placenticeras"						+	

villeiceras, Acanthohoplites, Diadochoceras, Colombiceras, Hypacanthoplites, Deshayesites. La presence des genres *Sinzovia, Melchiorites* etc. seulement dans le bassin Nordcaucasien, ainsi que la présence des genres *Roloboceras, Megatyloceras, Dissimilites,* etc. dans le bassin Transcaucasien ne constitue pas la difference essentielle; celle-ci est exprimée par le genre *Parahoplites,* frequent au Caucase du Nord et tres rare (2 ex.) dans Transcaucasie.

Le complexe d'ammonites albiens est relativement pauvre dans le Caucase du Nord; persiste le genre *Sonneratia,* connu aussi dans les payes transcaspiens et l'Europe Central.

Ainsi, examinant le complexe d'Ammonites Eocrétacé du Caucase dans son ensemble, il est possible de conclure: 1. Presque tous les genres communs du Caucase du Nord et de Transcaucasie sont largement répandus dans la Méditerranée et temoignent de l'appartenance de ces deux régions à cette dernière. 2. La différence essentielle entre les complexes de deux région s'exprime par une influence du regne Boréal plus forte au Caucase du Nord. 3. Le maximum de cette influence a lieu au Valanginien et à l'Hauterivien, quand elle est la plus puissante dans tout le bord Nord de la Méditerranée (Thieuloy, 1977). 4. Le bassin Transcaucasien est situé en dehor de «Hoplitid faunal province» (Owen, 1971); des rares représentants de cette famille peuvent etre considérés à cause de la proximité de la limite sud de ce «province». Caucase du Nord devait etre situé dans la partie Sud du «province»; ici il n'y a pas de vrai épanouissement des *Hoplitides,* comme dans les pays du «province», mais la predominance sur la Transcaucasie est indiscutable. 5. La Transcaucasie (la Géorgie en particulier) doit etre considérée comme le centre d'origine et de dispersion de la subfamille *Colchiditinae.*

Le coefficient de ressemblance entre les complexes d'ammonites du Caucase du nord et la Transcaucasie selon la formule de Simpson est exprimé par les chiffres suivants: pour le Berriasien – 82%, pour le Valanginien – 80%, pour l'Hauterivien – 100%, pour le Barrémien – 77%, pour l'Aptien – 81%, pour l'Albien – 90%. Ainsi, entre les bassins caucasiens il n'y a pas des différences provincielles pendant le Crétacé inférieur.

Voyons quels sont les changement des complexes d'ammonites caucasien à l'Est et à l'Ouest.

Dans l'Asie Centrale du Berriasien jusqu'au Barrémien supérieur les ammonites sont très rares. A Kopetdagh sont connus les representants des genres *Neocomites, Endemoceras, Leopoldia.* A Mangychlak, au contraire, se presente un complexe, constitué des genres méditerranéens – *Neocosmoceras, Subalpinites,* boréaux – *Riasanites, Surites, Euthymiceras* (espèces boréaux) et endémique – *Transcaspiites.* Le trait caracteristique de ce complexe est l'absence des genres *Spiticeras, Berriasella, Dalmasiceras.* Une ressemblance existe entre ce complexe et celui du Caucase du Nord. Ces deux bassins etaient situés pres du bord Nord de la Méditerranée et etaient influencés par le regne Boréal. On peux voir que cette influence s'étend de l'Est à l'Ouest, parce qu'elle est plus forte à Mangychlak, qu'au Caucase du Nord; dans ce région pénetre le genre transcaspien – *Transcaspiites;* de l'Ouest à l'Est la

Tableau 6. Répartition des genres d'Ammonites Albiens au Caucase et dans les régions voisines

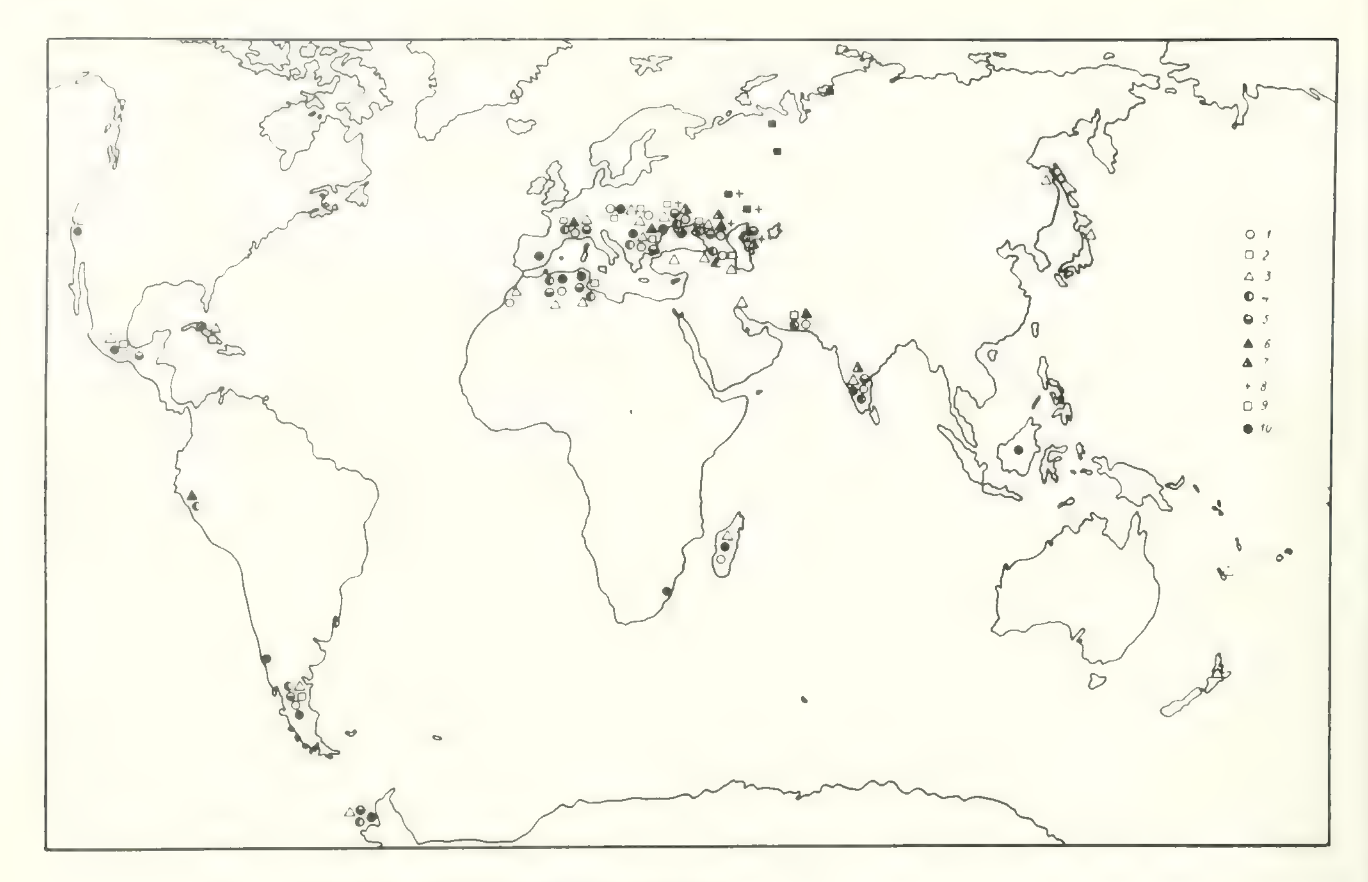


Fig. 1. Répartition des genres d'Ammonites Berriasiens:
1: *Spiticeras,* 2: *Negreliceras,* 3: *Berriasella,* 4: *Neocosmoceras,* 5: *Himalayites,* 6: *Subthurmannia,* 7: *Transcaspiites,* 8: *Riasanites,* 9: *Surites,* 10: genres «Gondvanien»: *Bochianites, Corongoceras, Pseudolissoceras* etc.

quantité des genres méditerranéens diminue; à Mangychlak, outre *Riasanites* persiste l'autre genre boréal-*Surites,* absent au Caucase du Nord.

En Crimée également un complexe d'Ammonites très semblable à celui du Caucase est présent. 16 genres sont connus, parmi lesquels 13 sont méditerranéens. La particularité essentielle du complexe de la Crimée est la présence des genres, caracteristiques du bord Sud de la Méditerranée – *Protacanthodiscus, Substreblites, Subalpinites,* qui viennent de l'Ouest; en outre il comporte le genre boréal, venant de l'Est à l'Ouest – *Riasanites,* pour lequel la Crimée est la localité la plus à l'ouest de leur répartition. Le genre *Transcaspiites* atteint aussi la Crimée; persiste le genre endémique *Tauricoceras.*

Les données de l'Iran et de Turqie en notre disposition sont insuffisantes; dans la partie NW de l'Iran sont connus *Berriasella, Neocomites* et Calpionelles, à l'Anatolie – *Berriasella.* Cette faune indique le caractere méditerranéen du complexe berriasien de ces pays.

Dans les région situées plus à l'Ouest les difference les plus nettes sont: presence dans les Carpates orientales du genre «Gondvanien» – *Corongoceras,* dans le SE de la France – *Pseudargentiniceras* et *Parapalasiceras.*

En Afrique du Nord outre les genres typiquement méditerranéens – *Spiticeras, Negreliceras, Berriasella, Mazenoticeras, Dalmasiceras,* sont connus des genres «Gondvaniens» – *Pseudolissoceras, Aspidoceras, Bochianites* etc., qui se rencontrent également en Europe occidentale, mais l'aire de leur répartition principale, aussi que les localités de leur centres d'origine sont en Afrique ou en Amérique du Sud.

En comparant les complexes d'ammonites Berriasien du Caucase avec ceux d'autres régions méditerranéens on peut conclure:

1. Dans la Méditerranée au Berriasien les representants des familles *Berriasellidae* et *Olcostephanidae,* en particulier *Berriasella* et *Spiticeras* sont largement répandus.

2. L'absence de ces genres et de *Dalmasiceras* à Mangychlak, l'épanouissement du genre *Riasanites,* la persistance du genre *Surites,* aussi que de *Transcaspiites* font une base pour séparer le bassin de Mangychlak en province particulière, située près de la limite Nord de'la Méditerranée. Si nous envisagerons la répartition des genres berriasiens dans le temps, nous voyons l'augmentation de la quantité des représentants des genres Boréaux de bas en haut (Luppov, Bogdanova & Lobatcheva, 1976, 1979); c'est naturel, si nous nous rendons compte, qu'au Valanginien l'influence boréal devient plus forte et cette province fera la partie du domaine Boréal. Le temps Berriasien peut etre considéré comme le temps de changement de la faune d'un domaine par d'autre faune – Tethysienne par Boréal.

3. Le bassin d'Afrique du Nord peut etre considérer comme une province particulière par la présence des genres «Gondvanien» et par l'abondance des espèces locales des genres méditerranéens.

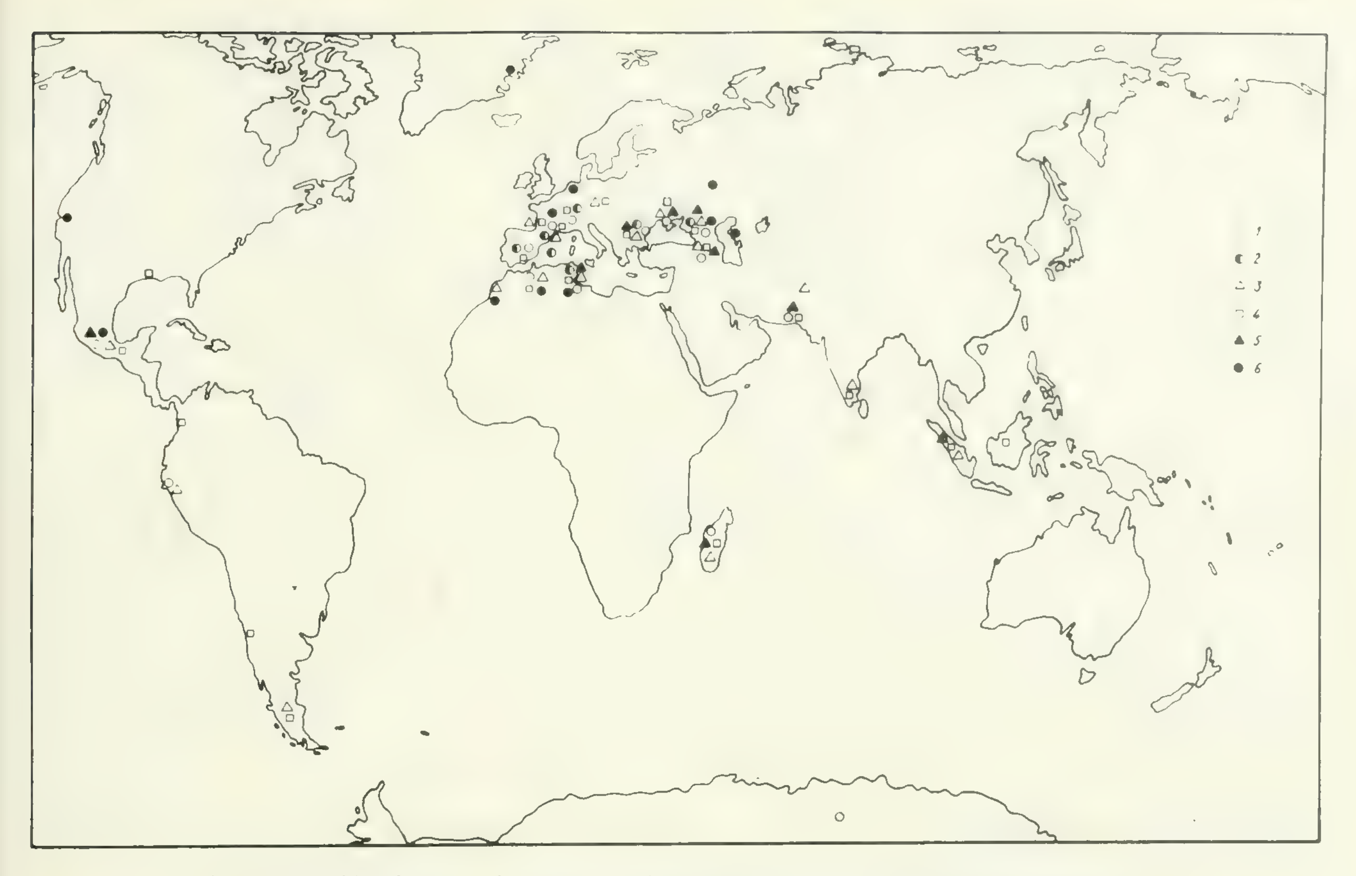


Fig. 2. Répartition des genres d'Ammonites Valanginiens:
1: *Olcostephanus*, 2: *Saynoceras*, 3: *Thurmanniceras*, 4: *Neocomites*, 5: *Kilianella*, 6: genres Boréaux: *Valanginites*, *Polyptychites*, *Dichotomites*, *Neocraspedites*.

4. Le reste du domaine Méditerranéen constitut une province Alpino-Caucasienne, dont la partie orientale est influencé par la faune Boréale et la partie occidentale par celle du «Gondvanienne». Le maximum des éléments «Gondvaniens» s'observe dans les région du SW de l'Europe – au Portugal, en Espagne, aux iles Baléares, dans le SE de la France; ils pénetrent plus à l'Est, atteignant la Crimée.

Ainsi, dans le domaine Méditerranéen au Berriasien on peut distinguer trois provinces paléozoogéographique: 1. Alpino-Caucasienne, 2. d'Afrique du Nord et 3. de Mangychlak.

Au cours du Valanginien des ammonites Boréales etaient largement disséminé dans toute la Méditerranée (Thieuloy, 1977). On rencontre *Valanginites* (Balcan, SE de la France), *Polyptychites*, *Dichotomites* (SE de la France, Suisse), *Platylenticeras* (Espagne, Algérie), *Craspedites* (Suisse) etc. Ce fait favorise l'affaiblissement de provincialisme des genres d'ammonites au Valanginien.

Il faut noter, qu'au cours du Valanginien un processus inverse se produit: les représentants de la faune Tethysienne aparessent dans le NW de l'Europe (Kemper, Rawson & Thieuloy, 1981).

Ces faits ont à leur origine l'égalisation relative de la temperature dans les deux domaines: leur élevation dans le domaine Boréal et leur abaissement dans la Méditerranée.

Au Mangychlak un complexe d'ammonites Boréals est présent: *Temnoptychites*, *Euryptychites*, *Polyptychites*, *Dichotomites*, *Neocraspedites*, *Astieriptychites*; *Neohoploceras* est le seul genre méditerranéen.

Le coefficient de ressemblance entre les complexes d'ammonites du Caucase et de Mangychlak est de 43%, ces régions appartiennent donc à deux domaines differents – Méditerranéen et Boréal.

Dans les bassins situés à l'Ouest de ceux du Caucase le changement des complexes d'ammonites est insensible; la difference observée n'est pas importante du point de vue paléozoogéographique.

En comparant les complexes d'ammonites Valanginiens du Caucase avec ceux des autres régions Méditerranéennes on peux conclure:

1. Dans la Méditerranée au Valanginien etaient largement répandus les genres *Neocomites*, *Thurmanniceras*, *Kilianella*, *Oclostephanus*.

2. En Transcaucasie le genre caracteristique *Saynoceras* est absent.

3. Au Caucase les genres *Neolissoceras*, *Bochianites*, *Sarasinella*, *Neohoploceras* ne sont pas connus.

4. Le Valanginien est le temps de l'expansion maximal des genres Boréaux dans la Méditerranée.

Ainsi, au Valanginien dans le domaine Méditerranéen le provincialisme d'ammonites est assez faible; on peut le séparer en deux sousdomaines: occidental, marqué par l'influence de la faune «Gondvanien» et oriental, marqué par leur absence. Mangychlak appartient au domaine Boréal.

Au cours de l'Hauterivien l'influence du regne Boréal est aussi sensible, particulierement sur le bord Nord de la Médi-

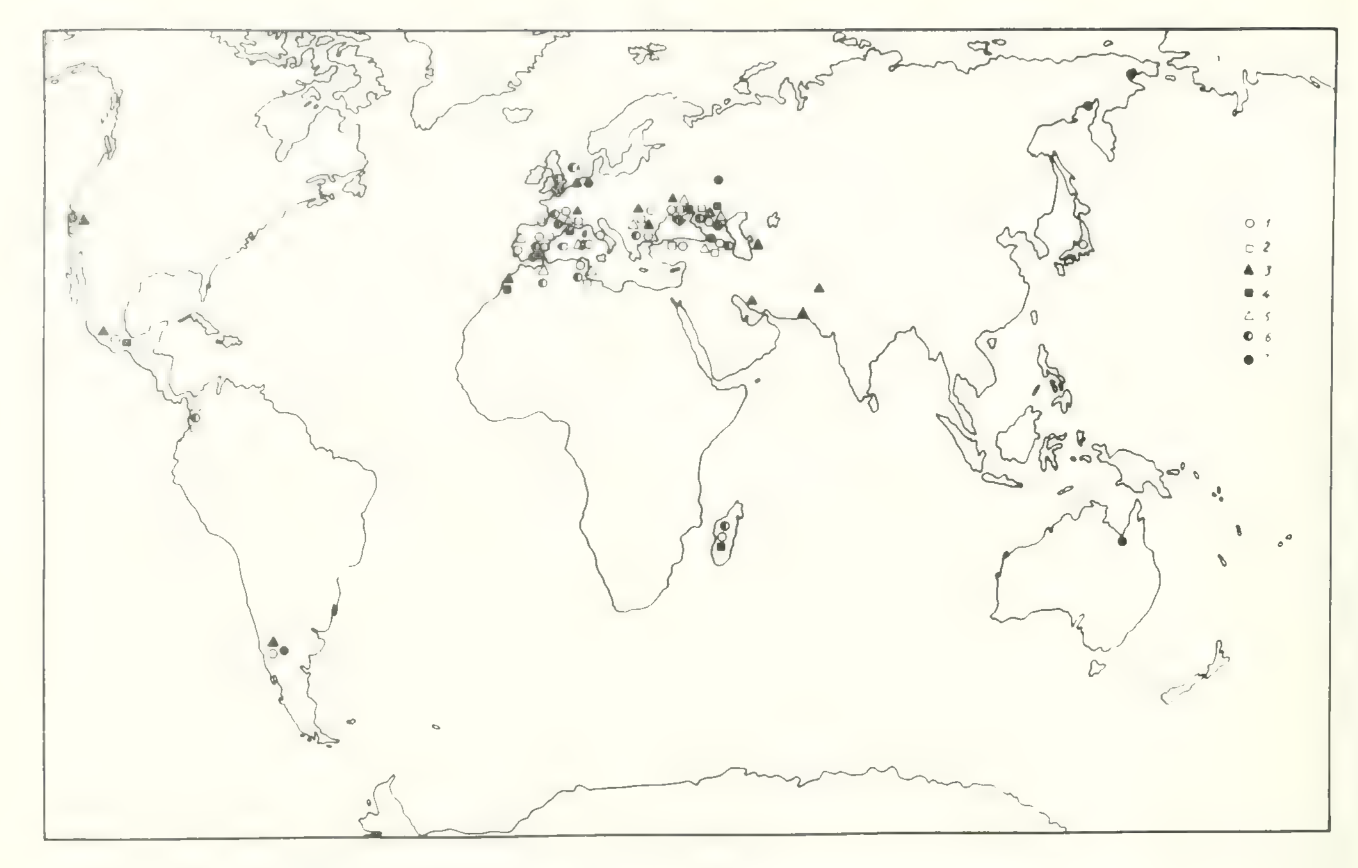


Fig. 3. Répartition des genres d'Ammonites Hauteriviens:
1: *Crioceratites* (espèces Hauterivien), 2: *Pseudothurmannia*, 3: *Lyticoceras*, 4: *Acanthodiscus*, 5: *Oosterella*, 6: *Subsaynella*, 7: genres Boréaux: *Speetoniceras*, *Simbirskites*, *Craspedodiscus*.

terranée (Thieuloy, 1977). Dans le bassin du Caucase du Nord sont répandus quelques genres Boréaux, trois d'entre eux y sont prepondérants – *Speetoniceras*, *Simbirskites* et *Craspedodiscus*.

Au Mangychlak l'Hauterivien-Barrémien est présenté par l'unité Kougoussem, continentale – lagunaire. En Turkmenie occidentale persistent de rares ammonites – représentants des genres *Leopoldia*, *Endemoceras*, *Distoloceras*, *Acanthodiscus*, *Olcostephanus* (Rechenie ... 1977). Le complexe d'ammonites de la Crimée se distingue par la présence de deux genres – *Astieria* et *Moutoniceras*. En Bulgarie apparaissent *Eleniceras*, *Suboosterella*, etc. Les complexes peu differenciés sont connus dans les Chaines Subalpines, Suisse, Espagne, Sardaigne.

En Tunisie à coté des genres Méditerranéens persistent *Breistrofferella*, *Eodesmoceras* etc.

En comparant les complexes d'ammonites Hauteriviens des différentes régions de la Méditerranée, on peut conclure:

1. Dans la Méditerranée à l'Hauterivien étaient largement répandus les genres *Acanthodiscus*, *Crioceratites* (espèces Hauteriviennes), *Subsaynella*, *Lyticoceras*, *Leopoldia*, *Oosterella*, *Pseudothurmannia*, *Balearites*.

2. Le complexe d'ammonites du Caucase du Nord abonde par les élements Boréaux particulièrement à l'Hauterivien supérieur. Ils persistent aussi en Transcaucasie et en Crimée; ces régions avec l'Asie Centrale peuvent représenter un sousdomaine distinct. Mangychlak, à cause de l'absence des terrains à ammonites reste hors de consideration.

3. La reste de la partie de la Méditerranée fait un autre sousdomaine.

Ainsi, à l'Hauterivien dans la domaine Méditerranéen on distingue deux sousdomaines – occidental et oriental.

Au cours du Barrémien dans toute la Méditerranée existe un complexe d'ammonites, constitué par des genres guides ayant une répartition stratigraphique tres limitée. L'influence Boréal est minimale, parce que la faune Barrémien de ce domaine est très appauvrie. Partout dans la Méditerranée sont répandus des genres: *Holcodiscus*, *Barremites*, *Silesites*, *Costidiscus*, *Macroscaphites*, *Hamulina*, *Crioceratites* (espèces Barrémiens). La différentiation des ammonites s'observe selon les conditions bathimetriques (Kotetichvili, 1978, 1980).

En Turkmenie occidentale au Barrémien supérieur apparaissent les ammonites; ce sont les representants des genres caracteristiques pour la partie orientale de la Méditerranée: *Heteroceras*, *Imerites*, *Colchidites*, *Matheronites*, *Hemihoplites;* persiste genre endémique – *Turkmeniceras*. Il est significatif, que les genres *Barremites*, *Silesites*, *Costidiscus*, *Macroscaphites* si communs au Barrémien supérieur dans tous les autres régions de la Méditerranée sont ici absents. Ce fait avec la persistance du genre *Turkmeniceras* de l'origine local sert comme base de séparation du bassin Turkmenien en subprovince distincte.

En comparant les complexes d'ammonites Barrémien des differentes régions de la Méditerranée, on peut conclure:

1. Au Barrémien dans la Méditerranée est présenté un complexe particulier d'ammonites, dont les genres – *Barremites*,



Fig. 4. Répartition des genres et familles d'Ammonites Barrémiens:
1: *Costidiscus*, 2: *Crioceratites* (espèces Barrémien), 3: Heteroceratidae, 4: *Hemihoplites*, 5: *Barremites*, 6: Holcodiscidae, 7: *Silesites*, 8: Pulchelliidae.

Silesites, *Costidiscus*, et meme des familles entieres – *Holcodiscidae*, *Pulchelliidae*, *Heteroceratidae* sont répandus partout dans le domaine.

2. L'influence du domaine Boréal est minimale.

3. Quelques genres caracteristiques du Barrémien supérieur ne s'étendaient pas plus à l'Est que le Caucase, séparant le bassin Turkmenien par leur absence.

Ainsi, au Barrémien dans le domaine Méditerranéen on peut distinguer une province Alpino-Caucasienne avec une subprovince Turkmenienne.

A l'Aptien avait lieu la nivellement des conditions non seulement dans le domaine Méditerranéen, mais aussi entre celui-ci et le domaine Boréal. Elle en résulte l'établissement d'une temperature presque égal dans les deux domaines. C'est pourqoi persiste un complexe d'ammonites commun, dont la constitution generale – *Tetragonites*, *Cheloniceras*, *Epicheloniceras*, *Pseudohaploceras*, *Acanthohoplites*, *Colombiceras*, *Hypacanthoplites*, *Deshayesites*, *Dufrenoya* etc. caracterise les deux domaines. En ce cas, la persistance des genres endémiques singuliers peut etre prise comme base pour la subdivision paléozoogéographique.

Deux genres endémiques – *Luppovia* et *Caspianites* et la grande quantité des espèces locales, appartenant aux genres ubiquistes, donnent une base pour distinguer le bassin Turkmenien comme une subprovince indépendante.

La persistance du genres «Gondvanien» – *Mathoceras* et grande quantité d'espèces locales peuvent servir de base pour classer le bassin d'Afrique du Nord comme un autre subprivince.

L'analyse du complexe d'ammonites Aptien permet de conclure:

1. A l'Aptien se produit le nivellement de la température dans les deux domaines.

2. Le provincialisme d'ammonites est simultanément abaissé.

3. Les limites du domaine Méditerranéen sont élargies, enveloppant aussi des bassins de l'Europe Centrale.

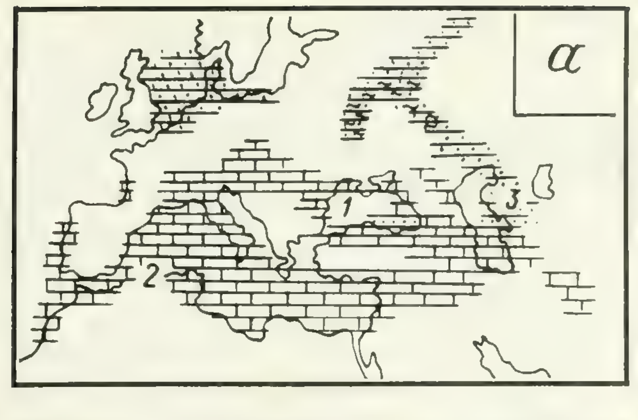
Ainsi, à l'Aptien dans le domaine Méditerranéen on peut distinguer une province Alpino-Caucasien avec deux subprovinces: 1. d'Afrique du Nord et 2. Turkmenienne.

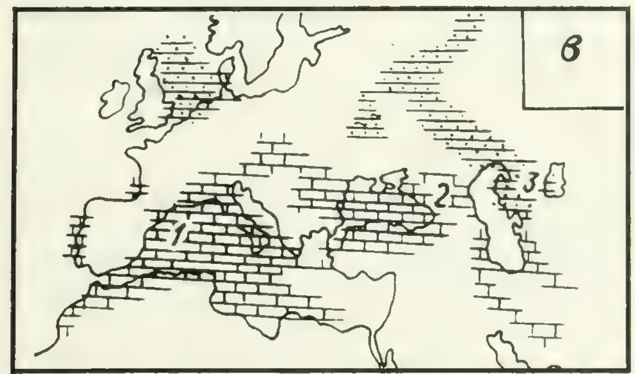
A l'Albien les traits généraux du développement des ammonites sont la répartition ubiquiste des genres *Leymeriella* et *Douvilleiceras* dans l'Albien inférieur et l'épanouissement de la famille *Hoplitidae* dans l'Albien moyen et supérieur. «Hoplitid faunal province» (Owen, 1971) s'eteint du bassin Anglo-Parisien à travers l'Europe Centrale et Orientale jusqu'à l'Asie Centrale y compris Mangychlak, Ouest Turkmenie et Gissar. Le complexe d'ammonites est constitué des genres: *Hoplites*, *Anahoplites*, *Euhoplites*, *Epihoplites*, *Arcthoplites*, *Discohoplites*, *Hyphoplites*, *Callihoplites*, *Cleoniceras*, *Sonneratia* etc. Excepté *Hoplitides* dans l'Albien persistent quelques genres ayant la répartition ubiquiste – *Kossmatella*, *Beudanticeras*, *Mortoniceras*, *Stoliczkaia*, *Puzosia*, *Mariella*, *Ostlingoceras*, *Hysteroceras*, *Oxytropidoceras*.

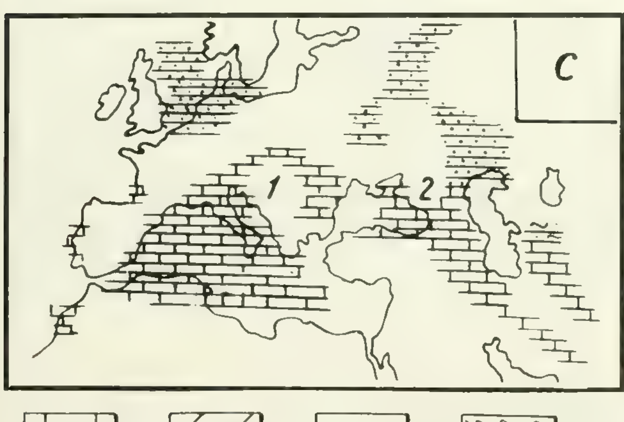
Dans l'Albien le provincialisme d'ammonites est assez fort. On peut subdiviser le domaine Méditerranéen en deux sous-domaines – occidental, par la persistance des genres *Lyelliceras*, *Brancoceras*, *Hystatoceras*, *Mojsisoviczia* et oriental – par

Fig. 5. Répartition des genres et familles d'Ammonites Aptiens:
1: Ancyloceratidae, 2: *Cheloniceras*, 3: *Eodouvilleiceras*, 4: *Parahoplites*, 5: *Colombiceras*, 6: *Acanthohoplites*, 7: *Hypacanthoplites*, 8: *Deshayesites*, 9: *Dufrenoya*, 10: *Mathoceras*.

Fig. 6. Répartition des genres et familles d'Ammonites Albiens:
1: *Kossmatella*, 2: *Douvilleiceras*, 3: *Leymeriella*, 4: Hoplitidae, 5: *Oxytropidoceras*, 6: *Mortoniceras*, 7: *Stoliczkaia*, 8: *Hysteroceras*, 9: *Scaphites* (espèces Albiens), 10: *Knemiceras*.







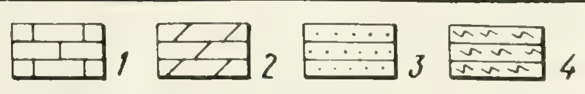
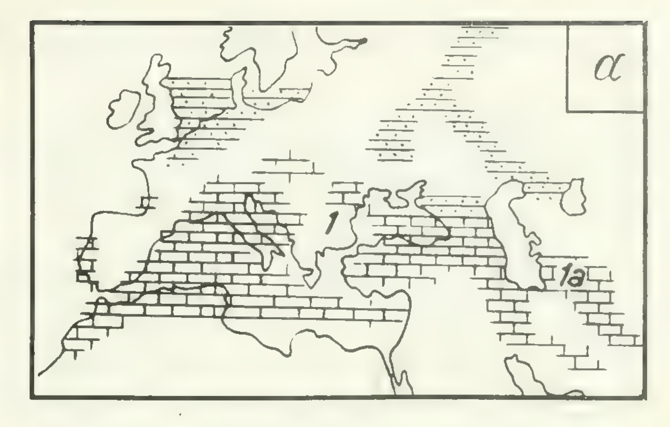
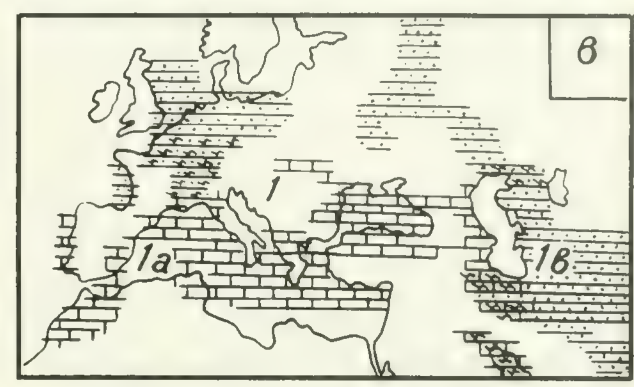


Fig. 7. Subdivision paléozoogéographique des bassins Méditerranéens de Berriasien à l'Hauterivien:
1. Calcaires. 2. Marnes. 3. Grès. 4. Argiles.
a) Berriasien: provinces – 1. Alpino-Caucasienne, 2. d'Afrique du Nord, 3. de Mangychlak; b) Valanginien: sousdomaines – 1. occidental, 2. oriental; 3. province de Mangychlak du domaine Boréal; c) Hauterivien: sousdomaines – 1. occidental, 2. oriental.

leur absence. En outre dans le premier la province Alpine et la province d'Afrique du Nord se distinguent, celle-ci par la persistance de grande quantité des genres «Gondvanien» – *Knemiceras*, *Baculites*, *Forbesiceras*, *Flickia*, *Manuaniceras* etc. et des espèces locales des genres ubiquistes, inconnus dans la province Alpine. Dans le sousdomaine orientale la province Crimée-Caucasienne est remarquable par la rareté des *Hoplitides* et la province Turkmenienne inclus Mangychlak par l'épanouissement des *Hoplitides* et la persistance des centres d'origine des genres à Mangychlak *(Vnigriceras, Bellidiscus, Anadesmoceras)* et à Guissar *(Karamaiceras, Gasdaganites)*.





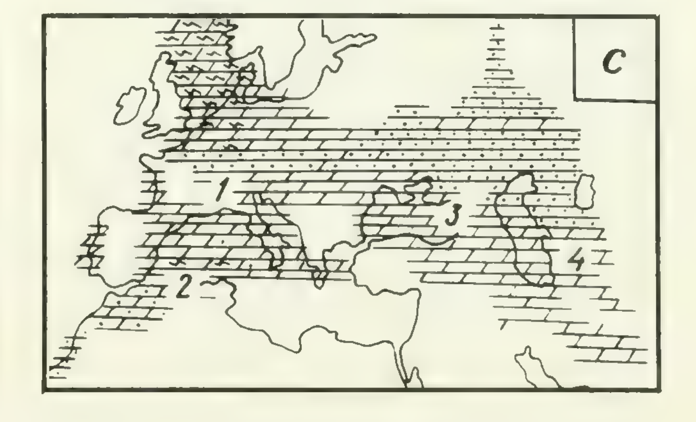


Fig. 8. Subdivision paléozoogéographique des bassins Méditerranéens de Barrémien à l'Albien (Legende v. fig. 7):
a) Barrémien: 1. province Alpino-Caucasienne; 1a. subprovince Turkmenienne; b) Aptien: 1. province Alpino-Caucasienne; subprovinces – 1a. d'Afrique du Nord; 1b. Turkmenienne; c) Albien: provinces – 1. Alpine, 2. d'Afrique du Nord, 3. Crimée-Caucasienne, 4. Turkmenienne.

La comparaison des complexes d'ammonites dans l'Albien de la Méditerranée permet de conclure:

1. Le provincialisme d'ammonites dans l'Albien est assez fort.

2. Des bassins se classent en deux categories suivant que l'épanouissement des *Hoplitides* y est possible ou non.

Ainsi, dans l'Albien de la Méditerranée on distingue deux sousdomaines – occidental et oriental; le premier se partage en deux provinces: 1. Alpine et 2. Afrique du Nord; le deuxieme aussi en deux: 1. Crimée-Caucasienne et 2. Turkmenienne.

En somme, le provincialisme d'ammonites est bien marqué dans le domaine Méditerranéen au commencement (Berriasien) et au bout (Albien) du Crétacé inférieur.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

KEMPER, E.; RAWSON, P. F. & THIEULOY J.-P. (1981): Ammonites of the Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of north-west Europe. – Palaeontology, **24**/2: 251–311.

KOTETICHVILI, E. V. (1980): Faunistitcheskaja kharacteristica facialnikh typov nijnemelovikh otlojenij Grusii. – Soobchtchenia AN Grus. SSR, **90**/2: 413–416.

— — (1980): K strukturno-facialnomu rajonirovaniju territorii Grusii v rannemelovuju epokhu. – Soobchtchenia Geologitcheskogo obchtchestva Grusii, 1980, **9**: 36–43.

LUPPOV, N. P., BOGDANOVA, T. N. & LOBATCHEVA, C. V. (1976): Stratigraphia berriasa i valangina Mangychlaka. – Sovietskaia geologia, 1976, **6**: 32–42.

— — (1979): Paleontologitcheskoe obosnovanie sopostavlenia berriasa i valangina Mangychlaka, Jugo-Vostotchnoj Frantsii, severa FRG i Russkoj platformi. – Verkhnjaja jùra i granitsa ee s melovoj sistemoj. Novosibirsk: 159–168.

OWEN, H. G. (1971): Middle Albian stratigraphy in the Anglo-Paris Basin. – Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geology, Suppl. **8**: 1–164.

Rechenie Mejvedomstvennogo Stratigraphitcheskogo sovechtchania po mesozoju Srednej Asii (Samarkand, 1971). Leningrad 1977: 1–48.

ROSTOVZEV, K. O. (1978): Paleobiogeographia kavkasskikh bassejnov v rannej i srednej jure. – Voprosi paleobiogeografii, Oufa: 97–102.

SAKHAROV, A. S. (1978): Paleobiogeografia Severo-Vostotchnogo Kavkasa v kelovee i oksforde. – Voprosi paleobiogeografii, Oufa: 103–107.

THIEULOY, J.-P. (1977): Les Ammonites boréales des formations Néocomiennes du Sud-Est Francais (Province Submediterranéene). – Géobios, **10**/3: 395–461.

Zitteliana	10	387–392	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 - 9627

The Campanian of the European palaeobiogeographical region

By

V. S. AKIMETZ, V. N. BENJAMOVSKY, LUDMILLA F. KOPAEVICH & DIMITRIJ P. NAIDIN*)

With 1 text figure and 3 tables

ABSTRACT

Within the European palaeobiogeographical region (EPR) extending from the Atlantic coast of Europe in the west to the Transcaspian area (Mangyshlak, Ustiurt, Tuarkyr, Western Kopetdag) in the east a subdivision and correlation of Campanian deposits for separate regions are made on the basis of common complexes of fauna.

The paper gives schemes of a biostratigraphic subdivision of the stage based on macrofauna (belemnites, ammonites, certain bivalves and echinoids), as well as on microfauna for the east of the EPR (Mangyshlak, Precaspian). It should be noted that biostratigraphic boundaries based on macro- and microfauna do not coincide. We compare our subdivision schemes of the stage with the schemes of a biostratigraphic subdivision of the EPR Campanian established for the north of the GFR (G. ERNST, F. SCHMID, W. KOCH a. o.); at present this scheme is the most fully justified. We trace the lower limit of the Campanian at the top of beds with *Marsupites* which are well represented in Mangyshlak and at the base of the so-called "Pteria beds" of the Russian Platform. Consequently the Santonian/Campanian boundary is traced within the *Anomalina stelligera* zone as understood by Soviet micropalaeontologists and within the *Bolivinoides strigillatus* zone sensu W. KOCH (1977). The Lower/Upper Campanian boundary is traced, as it is in the west of the EPR at the top of the "Quadratensenon" s. l. In other words – at the top of the *Gonioteuthis quadrata gracilis* & *Belemnellocamax mammillatus* zone. By foraminifers this corresponds to the beginning of the *Cibicidoides aktulagayensis* zone in the Russian schemes and the *Neoflabellina numismalis* zone in GFR. The replacement of *Belemnitella* by *Belemnella* gives a sharp upper boundary to the Campanian. By foraminifers this corresponds to deposits within the *Grammostomum incrassatum incrassatum* zone in the Russian scheme and the beginning of the *Neoflabellina reticulata* zone of W. KOCH in the GFR.

KURZFASSUNG

Ein Korrelationsversuch der Unterstufen des Campan für die Europäische paläobiogeographische Region vom Atlantik im Westen bis zur Transkaspischen Region (Mangyshlak, Ustiurt, Tuarkyr, West-Kopetdag) im Osten wird anhand gemeinsamer Faunenkomplexe vorgestellt.

Als Zonen-Fossilien werden Belemmiten, Ammoniten, Echiniden, einige Bivalven sowie die Mikrofauna verwendet; es wird mit dem für Norddeutschland aufgestellten Schema von G. ERNST, F. SCHMID, W. KOCH u. a. verglichen. Die Untergrenze des Campan wird an die Oberkante der Schichten mit *Marsupites* (Mangyshlak) und an die Basis der s. g. "Pteria beds" der Russischen Tafel belegt. Somit verläuft die Santon/Campan Grenze innerhalb der *Anomalina stelligera* Zone (im Sinne der sowjetischen Mikropaläontologen) und innerhalb der *Bolivinoides strigillatus* Zone (sensu W. KOCH, 1977). Die Grenze Unter-/Ober-Campan wird über der *Gonioteuthis quadrata gracilis* und *Belemnellocamax mammillatus* Zone gezogen; dies korrespondiert mit dem Beginn der *Cibicidoides aktulagayensis* Zone in den russischen Gliederungen bzw. *Neoflabellina numismalis* Zone in der norddeutschen Gliederung. Die Ablösung der *Belemnitella* durch *Belemnella* ist die scharfe Obergrenze des Campan, dies entspricht Ablagerungen innerhalb der *Grammostomum incrassatum incrassatum* Zone der russischen Gliederung bzw. dem Beginn der *Neoflabellina reticulata* Zone in Norddeutschland.

*) V. S. AKIMETZ, V. N. BENJAMOVSKY, L. F. KOPAEVICH, D. P. NAIDIN, Moscow University, Faculty of Geology, 117 234 Moscow V-234, USSR.

I.

During the Late Cretaceous the seas, flooding the Russian Platform and its palaeozoic framework, made this area part of the European palaeobiogeographical region (EPR) (NAIDIN, 1969, 1979). Over the very wide areas of EPR – from its western limits at the Atlantic shores in northwestern Europe to its eastern parts in Transcaspia – lived the same organisms: belemnites, ammonites, a certain number of bivalves, echinoderms, bryozoans (VOIGT, 1964, 1967; TRÖGER, 1981). It make possible to determine using palaeontological data, to which stages the Upper Cretaceous sections of the Platform and its framework belong. More completely studied sections at present are situated in Western Europe. The very wide sublatitudinal area of EPR reflects the climatological zonation of the Late Cretaceous in Eurasia. This basic fact is proved by the settling of the Late Cretaceous marine invertebrates. The influence of regional currents on the settling of the fauna is beyond doubt; A. D. ARKHANGELSKY (1916) already stated this 65 years ago. At present, it is possible by using the distribution of typical necton organisms (belemnites) and planktonic foraminifera to come near the recognition of the phenomenon which recent oceanologists call "water mass". The combination of the sublatitudinal climatological zonation and the facts known on the currents and development of the water masses show that within the limits of the seas of EPR the settling of organisms was not the same everywhere. The character of the settling of organisms within the limits of parts of the EPR, including the Platform and the Transcaspian area is well illustrated by the biogeography of belemnites (NAIDIN, 1973, Figs 1–5). Thus, for instance, specimens of Gonioteuthis s. s. (Santonian to Lower Campanian) are far more numerous in the western part of EPR (Europe); it has been shown that only a few isolated gonioteuthids have penetrated into the northern part of the Mediterranean province. In its eastern part their distribution area wedges out in the shape of a "tongue" (Fig. 1), reaching the Don and Donetz basin. They are exceptionally rare in Crimea. This kind of feature in the distribution of Gonioteuthis s. s. does not allow to observe the Gonioteuthis Zones of the Santonian and Lower Campanian recognised in the GFR, over a large part of the Platform and the palaeozoic adjoining areas.

Another example: representatives of the genus *Belemnellocamax* (as understood by NAIDIN, 1964, but not by W. K. CHRISTENSEN, 1975 who includes *Paractinocamax* NAIDIN in *Belemnellocamax)* show a very narrow vertical distribution – limited to the top of the Lower Campanian – what would make them highly valuable for stratigraphic purposes. Unfortunately they are characterized by a relatively narrow geographical distribution (northern part of EPR: southern Sweden, Denmark, north western part of GFR, very rare in the northern part of the Anglo-Paris basin; within the boundary of the USSR: Lithuania, Volga region, Don basin and isolated guards in Eastern Precaspia and in Mangyshlak).

The irregularity of the settling of organisms can be shown by the distribution of benthonic foraminifera. Even only within the eastern EPR three groups of species can be recognised: the first with species which have a diffusion which is almost the same everywhere, the second with species which have a different stratigraphic range in different regions, the third with species which have a narrow local diffusion.

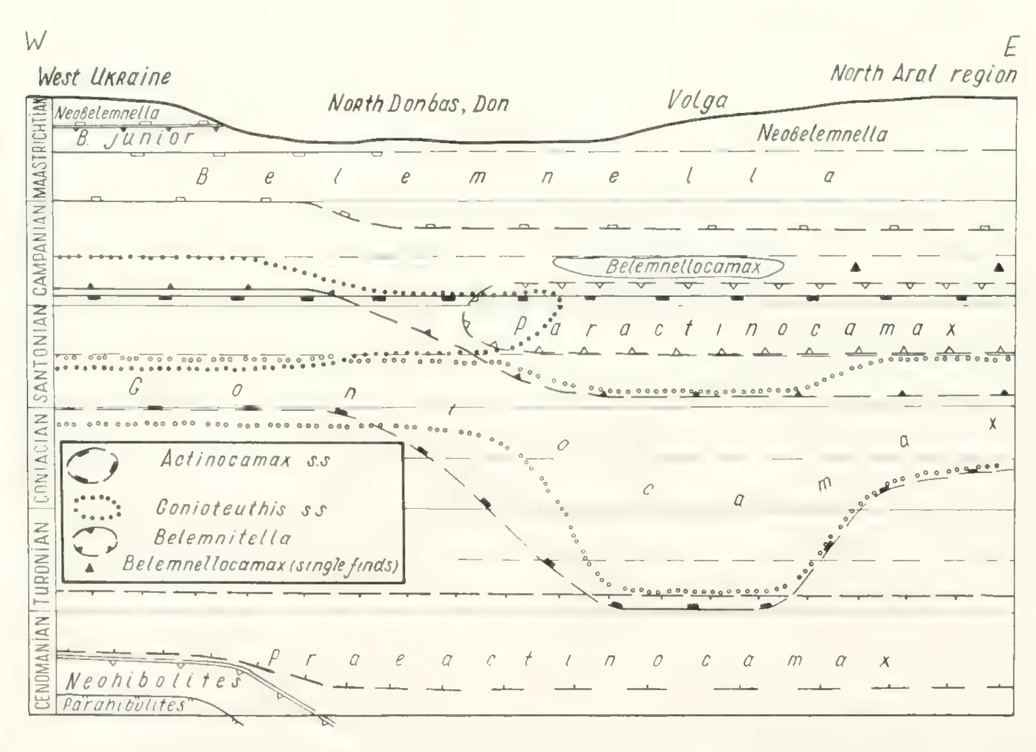


Fig. 1. Stratigraphical and geographical distribution of Late Cretaceous belemnites from eastern EPR, between Western Ukraine and northern Aral region (on latitude 50°, between 23° & 60° East of Greenwich).

II.

The article here presented brings our subdivision of the deposits of the Campanian stage based on micro – and macropalaeontological data (Tables 1–3).

A biostratigraphic subdivision for the Campanian of the Russian Platform has been published not long ago (NAIDIN & KOPAEVICH, 1977, PAPULOV & NAIDIN, 1979, NAIDIN, 1979). Here we focus on the Campanian deposits of most eastern parts of EPR within West Kazakhstant (Eastern Precaspian region, southeastern projection of the platform; Mangyshlak, on the palaeozoides). We obtained new data from those areas.

The stratigraphy of the Santonian stage – its boundaries and subdivision – is the least-worked-on Upper Cretaceous interval in our territory. This is due to a row of circumstances of which the two principal are: the rarity of organic remains in this stratigraphic interval and bad outcrops on a significant part of EPR (Russian Platform, Crimea). In the well exposed outcrops of Mangyshlak the Santonian is also poor in fossils. However, in the section of Shakh-Bogota, the Upper Coniacian beds with *Inoceramus involutus* SOWERBY are directly overlain by beds containing remains of *Inoceramus indulato-*

CAMPANIAN OF THE RUSSIAN PLATFORM AND WEST KAZAKHSTAN

GFR: G. Ernst, 1979; W.K. Christensen et al., 1975, F. Schmid, G. Ernst, 1979; Ernst, Schmid, 1979, 1980; H. Ernst, M.-G. Schulz, 1980			Russian Platform: Belemnites zones from D.P. Naidin, L.F. Kopaevich, 1977; D.P. Naidin, 1979			E. Precaspian region and Mangyshlak
Maastr.		Belemnella lanceolata	m_1	m_1^1	Belemnella licharewi	m_1^1
	Upper	M. grimmensis/Cardiaster granulosus	cp_2	cp_2^4	Belemnitella langei najdini	cp_2^{3-4}
		Belemnitella langei		cp_2^3	Belemnitella langei langei	
		Bostrychoceras polyplocum		cp_2^2	Belemnitella langei minor	cp_2^2
		Galerites vulgaris		cp_2^1	Belemnitella mucronata (Zone Hoplitoplacenticeras coesfeldiense)	cp_2^1
		Pachydiscus stobaei/Galeola papillosa basiplana				
		E. conica/B. mucronata				
	Lower	G. gracilis/B. mucronata	cp_1	cp_1^3	Gonioteuthis quadrata gracilis & Belemnellocamax mammillatus	cp_1^{2-3}
		E. conica/G. gracilis				
		Galeola papillosa		cp_1^2	Gonioteuthis quadrata quadrata & B. mucronata alpha	
		Galeola senonensis				
		Offaster pilula				
		J. lingua/G. quadrata				
		G. granulataquadrata		cp_1^1	Actinocamax laevigatus & B. mucronatiformis	cp_1^1
Sant.		Marsupites	st_2		Gonioteuthis granulata	st_2

Aktulagaj
Shakh-Bogota
Sulukapy
Aksyirtau
Zhalgan

■ - intervals with well developed macrofauna

▨ - macrofauna is rare and poorly preserved

	RUSSIAN PLATFORM		WEST KAZAKHSTAN (EASTERN PRECASPIAN REGION AND MANGYSHLAK)
m_1^1	*Belemnella licharewi*	m_1^1	*Belemnella licharewi*
cp_2^4	*Bostrychoceras polyplocum, Trachyscaphites pulcherrimus, T. spiniger, Anapachydiscus wittekindi, Pachydiscus oldgami*	cp_2^{3-4}	*Belemnitella langei najdini*
cp_2^3	From bottom to top: *B. langei minor* (cp_2^2), *B. langei langei* (cp_2^3), *B. langei najdini* (cp_2^4)		*Belemnitella langei langei*
cp_2^2		cp_2^2	*Belemnitella langei minor*
cp_2^1	*Hoplitoplacenticeras coesfeldiense, Hopl. vari, Trachyscaphites (?) gibbus, Neancyloceras phaleratum, Belemnitella mucronata mucronata*	cp_2^1	*Hoplitoplacenticeras coesfeldiense, Pachydiscus cf. stobaei, Trachyscaphites spiniger, B. mucronata mucronata* Below: *Inoceramus azerbaidjanensis*
cp_1^3	*Belemnellocamax mammillatus* (NE), *Gonioteuthis quadrata gracilis* (SW), *Belemnitella mucronata mucronata*	cp_1^{2-3}	*Paractinocamax* ex. gr. *grossouvrei, B. mucronata alpha, Micraster schroederi, Offaster pilula* Above: *Belemnellocamax mammillatus*
cp_1^2	*Gonioteuthis quadrata quadrata* (SW), *Belemnitella mucronata alpha*		
cp_1^1	*G. quadrata quadrata, G. granulata quadrata* (SW), *Actinocamax laevigatus, B. praecursor media, B. pr. mucronatiformis, Paractinocamax grossouvrei, Oxytoma tenuicostata*	cp_1^1	*Act. laevigatus, B. praecursor media, B. pr. mucronatiformis, Paractinocamax grossouvrei pseudoalfridi, Offaster pilula, Micraster schroederi, Oxytoma tenuicostata* (Precaspian region)
st_2	*Gonioteuthis granulata* (SW)	st_2	*Marsupites testudinarius* (Mangyshlak) *Uintacrinus socialis* (Mangyshlak)

SW, NE = South-Western and North-Eastern parts of EPR within the Russian Platform

	Beds with foraminifera (West Kazakhstan)	Foraminiferal zonation V. P. Vassilenko (Mangyshlak)	Foraminiferal zonation W. Koch (GFR)
[illegible]	*Angulogavelinella gracilis:* *An. gracilis, Cibicidoides bembix, Neoflabellina reticulata, Osangularia navarroana*	*Grammostomum incrassatum incrassatum*	*Neoflabellina* [illegible]
cp_2^{3-4}	*Brotzenella taylorensis:* *Br. taylorensis, Bolivina incrassata incrassata, Neoflabellina praereticulata* *Bolivina kalinini:* *B. kalinini, Bolivinoides draco miliaris, Gemmelides orcinus*	*Cibicides voltzianus:* *Cb. voltzianus, Grammostomum kalinini, Anomalina cayexi, Cibicides orcinus, Bolivinoides draco miliaris*	*Bolivinoides draco miliar.* *Bl. draco miliaris, Bolivina incrassata incrassata, Neoflabellina praereticulata*
cp_2^2	*Cibicidoides voltzianus* *Orbignyna inflata, Cb. voltzianus, Gavelinella clementiana laevigata, Globorotalites emdyensis*		
cp_2^1	*Brotzenella monterelensis:* *Orbignyna ovata, Or. sacheri, Br. monterelensis, Br. menneri*	*Cibicides aktulagayensis:* *Cb. aktulagayensis, An. monterelensis, Or. sacheri*	*Neoflabellina numismalis:* *N. numismalis, Bolivinoides laevigatus*
cp_1^{2-3}	*Cibicidoides aktulagayensis:* *Cb. aktulagayensis* *Cibicidoides temirensis:* *Cb. temirensis* *Bolivinoides decoratus:* *Ataxophragmium compactum caspium, Bl. decoratus, Bl. granulatus, Osangularia cordieriana*	*Cibicides temirensis:* *Cb. temirensis, Cb. aktulagayensis* (above), *Stensioeina pommerana*	*Bolivinoides decoratus.* *Bl. decoratus, Bl. granulatus, Neoflabellina rugosa*
cp_1^1	*Gavelinella clementiana clementiana:* *G. clementiana clementiana, Gavelinella dainae, Stensioeina pommerana, Neoflabellina rugosa*	*Anomalina stelligera:* *Anomalina stelligera, A. costulata;* above: *Anomalina clemantiana clementiana; Bolivinoides strigillatus*	*Bolivinoides strigillatus:* *Stensioeina granulata granulata, St. granulata perfecta;* above: *Gavelinella clementiana, Stensioeina pommerana, Bolivinoides strigillatus*
st_2	*Gavelinella stelligera:* *Ataxophragmium orbygnynaeformis, G. stelligera, Bolivinoides strigillatus* *Osangularia*		

plicatus Roemer, a species characteristic for the Lower Santonian Zone of Western Europe. The upper Santonian boundary in Mangyshlak we consider to be very clearly expressed. It consist of a double macropalaeontological horizon of only a few metres: the lower part contains remains of *Uintacrinus socialis* Grinnell, the upper part plates, arms and even complete thecae of another crinoid, *Marsupites testudinarius* (Schlotheim). This horizon we place in the Upper Santonian of the three-membered subdivision of the stage used in Western Europe; so far, we cannot divide the lower Santonian deposits in the lower and middle members of that same subdivision. In the section without hiatus of Shakh-Bogota we consider the Santonian to begin with the beds of *I. undulatoplicatus* and at the top are the first appearance of *Uintacrinus;* thus we define the Lower Santonian. We have written previously (Akimetz et al., 1979; Naidin & Ivannikov, 1980) that in Mangyshlak it is advisable to put the boundary between the Santonian and the Campanian at the top of the *Marsupites* beds. This placement would be in accordance with the understanding of the larger part of the researchers working on lithologically, palaeontologically and biostratigraphically well documented sections in the Santonian and Campanian of the GFR. We consider that the sections in GFR are fulfilling those requirements. Substantiation of such a placement of the Santonian/Campanian boundary can be found in the paper by Papulov & Naidin (1979, pp. 7–23). Clearly, indeed the placement of the Santonian/Campanian boundary at the top of *Marsupites* beds, based solely on macropalaeontological data, has a real possibility of becoming one of the accepted Upper Cretaceous boundaries. The outcrops at the stratotypes, as shown in the article of Akimetz et al. (1979: 119) do not help to solve the question of this boundary.

Not long ago, Wood (1981) after studying the sections from North England (Yorkshire, Lincolnshire, Norfolk) and Northern Ireland also put the Santonian/Campanian boundary at the top of the Marsupites beds.

According to foraminiferal data this boundary lies within the deposits of the *Anomalina stelligera* zone s. l. (Vassilenko, 1961; Trifonov & Vassilenko, 1963) and within the *Bolivinoides strigillatus* zone (Koch, 1977). A more detailed subdivision into three members has been published recently (Akimetz et al, 1979) and has been followed in the present work (Table 3). According to this subdivision the boundary falls within the *Gavelinella stelligera* beds.

On the Russian Platform the position of the Santonian/Campanian boundary has been usually related to the position of the "*Pteria* beds" (the beds containing *Oxytoma (Pteria) tenuicostata* (Roemer)). This is one of the basic problems of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Platform. Remains of pteriids have a wide and massive distribution and can even be seen in borehole cores. In this way the *Pteria* beds have acquired the significance of an important stratigraphic marker. Some new data on the problem of the *Pteria* beds have recently been published (Akimetz et al., 1978, 1979; Papulov & Naidin, 1979; Naidin & Ivannikov, 1980). Those data prove that the *Pteria* beds belong to the beginning of the Campanian; they prove that the correlation used by a series of authors of those beds with the *Marsupites* beds cannot be upheld. The *Marsupites* beds, as has been shown above, forms the top of the Santonian, and consequently they are stratigraphically lower than the *Pteria* beds of the platform.

Our data on the distribution of benthonic foraminifera allow a more precise correlation between the *Marsupites* beds of Mangyshlak and the *Pteria* beds of the Precaspian region.

The interval of the section called "*Pteria* beds" of the Russian Platform is equivalent to the *Gavelinella clementiana clementiana* beds (upper part of the *Anomalina stelligera* zone), resting directly on the *Gavelinella stelligera* beds (Table 3).

In Mangyshlak full sections between the *Marsupites* beds and the *Gavelinella clementiana clementiana* beds a 2–4 m thick sequence (the topmost part of the *Gavelinella stelligera* beds) is recognisable. Very probably this sequence corresponds with that recognised in Southern England immediately above the deposits with the last *Marsupites* – the beds with *Uintacrinus anglicus* (BRYDONE) RASMUSSEN (RASMUSSEN, 1961; MORTIMORE, 1981). According to MORTIMORE (1981: 12) their thickness is about 2–3 m.

KOCH (1977) places the lower boundary of the Campanian stage within the deposits of the *Bolivinoides strigillatus* zone, slightly lower than the first appearance of *Gavelinella clementiana* and *Stensioeina pommerana,* which in our understanding correlate with the lower boundary of the *Gavelinella clementiana clementiana* beds.

In Mangyshlak the Campanian is represented mainly by chalks, chalky marls and marls (thikness 70–200 m). Hardground surfaces are common.

In the Eastern Precaspian region the deposits of this stage are specific marls, offen pyritised; their thickness is 150–250 m.

The Campanian deposits in Mangyshlak and in the Eastern Precaspian region contain rare belemnite guards and ammonites. Using those the Campanian of both regions can be biostratigraphically subdivided; the resulting subdivision can be compared with that used in GFR, in Western Ukraine, in the Dnieper-Donetz basin and in the Volga region (Table 1).

A very important part of the Campanian fauna of Mangyshlak are the echinoderms. Remains of asteroids, ophiuroids are not rare, in places crinoids are common, but especially abundant are the echinoids. However only a few representatives of the echinoids and crinoids have significance for the subdivision of the sections and for their correlation with other regions.

The lower Upper Campanian (cp_2^1) contains few macrofossils; therefore, the boundary between the substage is based on foraminifera. It lies at the beginning of the *Brotzenella monterelensis* beds. If we apply different micropalaeontological subdivisions, the boundary is situated at the beginning of *Cibicidoides aktualagayensis* zone (VASSILENKO, 1961; TRIFONOV & VASSILENKO, 1963) or at the *Neoflabellina numismalis* Zone (KOCH, 1977).

The uppermost Upper Campanian can be subdivided in subzones using subspecies of *Belemnitella langei* which correlates with foraminiferal beds (Tables 2, 3). The upper boundary of the Campanian in the eastern part of EPR is strongly expressed: from massive finds of *Belemnitella* species of the group *langei* there is a sudden (in the sections there is no hiatus visible) turnover into *Belemnella* species (Table 2). Applied to foraminifera this means that this turnovers point lies within the *Angulogavelinella gracilis* beds. In the VASSILENKO scheme 1961 the boundary is placed in the lower part of the *Grammostumum incrassatum incrassatum* zone; KOCH (1977) places it at the beginning of the *Neoflabellina reticulata* zone.

REFERENCES

AKIMETZ, V. S., BARYSHNIKOVA, V. I., BENJAMOVSKY, V. N., BLANK, M. J., GLADKOVA, V. I., KOPAEVICH, L. F. & LIPNIK, E. S. (1978): Kompleksy pogranichnykh otlozhenij santona-kampana (verkhnij mel) v razrezakh Severskogo Dontsa i Dona. – Bjull. Mosk. ob-va ispyt. prirod. otd. geol., **53** (4): 42–54; Moskau.

AKIMETZ, V. S., BENJAMOVSKY, V. N., GLADKOVA, V. I., GELEZKO, V. I., KOPAEVICH, L. F. & NAIDIN, D. P. (1979): Kompleksy foraminifer pogranichnykh otlozhenij santona i kampana (verkhnij mel) Mangyshlaka. – Ibidem: **54** (6): 112–120; Moskau.

ARKHANGELSKY, A. D. (1916): Verkhnemelovye otlozhenija Turkestana. – Trudy Geolkoma, nov. ser., **151**: 1–98.

CHRISTENSEN, W. K. (1975): Upper Cretaceous belemnites from the Kristianstad area in Scania. – Fossils and strata: **7**: 1–69; Oslo.

KOCH, W. (1977): Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckjsche Scholle). Teil 2. Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. – Geol. Jb., A, **38**: 11–123; Hannover.

MORTIMORE, R. N. (1981): The Coniacian-Campanian succession of the southern province of England. – Subcomm. Cretaceous Stratigraphy, Newsletter N 15: 11–12.

NAIDIN, D. P. (1969): Biostratigraphie und Paläogeographie der Oberen Kreide der Russischen Tafel. – Geol. Jb., A, **87**: 157–186; Hannover.

— — (1973): O sootnoshenii biostratigraficheskikh i paleobiogeograficheskikh podrazdelenij nizshego ranga. – Bjull. Mosk. ob-va ispyt. prirod. otd. geol., **48** (6): 50–63; Moskau.

— — (1979): Belemnitellidy. – Granitsa santona i kampana na Vostochno-Evropejskoj platforme. – Trudy In-ta geol. i geokh. UNTS AN SSSR: 79–90.

— — & IVANNIKOV, A. V., Red. (1980): Pogranichnye otlozhenija santona i kampana na Severnom obramlenii Donbassa. – Nauyk. dumka: 3–108; Kiew.

— — & KOPAEVICH, L. F. (1977): O zonal'nom delenii verkhnego mela Evropejskoj paleobiogeograficheskoj oblasti. – Bjull. Mosk. ob-va ispyt. prirod. otd. geol., **52** (5): 92–112; Moskau.

PAPULOV, G. N. & NAIDIN, D. P., Red. (1979): Granitsa santona i kampana na Vostochno-Evropejskoj platforme. – Trudy In-ta geol. i geokh. UNTS AN SSSR, **148**: 3–117.

RASMUSSEN, H. W. (1961): A monograph of the Cretaceous Crinoidea. – Biol. Skr. Dan. Vid. Selsk., **12**, N I: 1–428, 60 Taf.

TRIFONOV, N. K. & VASSILENKO, V. P. (1963): Stratigrafija verkhnemelovykh otlozhenij Mangyshlaka. – Trudy VNIGRI, **218**: 342–380; Leningrad.

TRÖGER, K.-A. (1981): Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropa. – Newsletter Stratigr., **9** (3): 139–156.

— — (1982): Remarks concerning inoceramid zonation of Cenomanian to Middle Turonian sequences between West Europe and West Asia (in press).

VASSILENKO, V. P. (1961): Foraminifery verkhnego mela poluostrova Mangyshlaka. – Trudy VNIGRI, **171**: 1–483, Leningrad.

Voigt, E. (1964): Bryozoaires du Crétacé supérieur de la partie européenne de l'URSS et du régions adjacentes. – Izd. Moskov. Univ.: 1–125, 7 Abb., 28 Taf.; Moskau 1962 (Trad. en français al Medico et J. Roger, B.R.G.M. Département d'information, traduction N 4455; Paris).

— — (1967): Oberkreide-Bryozoen aus den asiatischen Gebieten der UdSSR. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **36:** 5–95, 34 Taf.; Hamburg.

Wood, C. J. (1981): The Coniacian-Maastrichtian succession of the Northern Province of England and Northern Ireland. – Subcomm. Cretaceous Stratigraphy, Newsletter N 15: 14–15.

Zitteliana	**10**	393–394	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Cretaceous succession of insect assemblages in China

By

LIN QI-BIN*)

INTRODUCTION

The Cretaceous non-marine sediments are well developed both in North and South China and yield the richest insect fossils in East Asia. The Johol fauna carrying insect, Ostracoda, Conchostraca, Bivalvia, Gastropoda and fish fossils is well known as notable animal remains in the world, because it appears to have been widely spread over North and East China and extensively used for the examination of specific ages and the correlation of rocks in various parts of China in paleontological researches. Since 1923, in addition to the publication of "Cretaceous Fossils from Shantung" a number of insect fossil materials have been collected and studied, such as a Cretaceous beetle, *Umenocoleus sinuatus* from Gansu province described by CHEN et T'AN (1973). A few insect fossils, *Sinosirex gigantea* and *Sinoeschnidea heishankowensis*, described by HONG (1975) from Hebei and several insects recorded later by HONG and WANG from other Lower Cretaceous beds of Inner Mongolia and Hebei Province; more recently, the present writer made a discovery of still more fossil insects of the same age from some important localities and described more than fifty-two species (LIN, 1976, 1978, 1980).

Based on these studies and concerned with the informations about other animal or plant fossils, the insect of the Cretaceous in China can be grouped into three assemblages, the succession of which is briefly given below: 1. *Coptoclava* assemblage, 2. *Solusiparorpa* assemblage and 3. *Siculocorixa* assemblage.

1. *COPTOCLAVA* ASSEMBLAGE

This assemblage is considered to be Lower Cretaceous, composed mainly of *Coptoclava longipoda, Mesolygaous laiyangensis, Mesoblattina sinica, Chironomapsis gracilis, Sinosirex gigantea, Sinaeschnidia heishankowensis, Clypostemma xyphiale, Ratiticorixa stenorhinchis, Vulcanicorixa dorylis* and *Penaphis circa* including the following formations: Dalazi Formation of Jilin Province, Shahai Formation of Liaoning Province, Laiyang Formation of Shantung Province, Lushangfen Formation of Beijing, the upper member of Shouchang Formation in Zhejiang Province, Huoshangpu Formation of Shanxi Province and Xiagou Formation of Gansu Province. The shale or mudstone in these formations are generally thickbedded and rich in insect fossils.

Among the significant species are *Coptoclava longipoda, Mesolygaous laiyangensis* and *Mesoblattina sinica.* A number of *Coptoclava longipoda* larvae in the Dalazi Formation which are known as a kind of younger beetle. So far as knowns, the formation is one of the definitely established Cretaceous beds in China. In some outcrops of this formation, abundant larvae of *Coptoclava longipoda* have been found with no other insect fossils being associated with them. But in other outcrops of the formations of this assemblage, they were found in association with *Mesoblattina sinica, Chironomapsis gracilis, Mesolygaous laiyangensis* etc. As one of the important elements in the assemblage, appears to have been widely spread over North and East China. However, as these younger larval beetles were not well-preserved, many younger geologists, sometimes, incorrectly identified them as *Ephemeropsis trisetalis* when they are on field work.

*) Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica, Chi-Ming-Ssu, Nanjing, China.

2. *SOLUSIPARORPA* ASSEMBLAGE

This assemblage is one more insect fauna of Lower Cretaceous, probably representing late Lower Cretaceous. Formations such as Guantou and Zhaochuan in Zhejiang Province, the upper member of Yantang Formation in Anhwei Province and Zhongou Formation of Gansu Province belong to this assemblage, in which are contained important elements: *Solusiparorpa gibbidorsa, Chiromomaptera melanura* and *Taphacris turgis.*

3. *SICULOCORIXA* ASSEMBLAGE

In the Upper Cretaceous, this assemblage is represented by the formation of Juezhou Group of Zhejiang Province. The insect bed lies at the middle of the group, carrying dominant element *Siculicorixa estria* and others such as *Clypostemma limna* and *Prionocephale deplanae.* In the Upper Cretaceous insect bed in Xingning region of Guangdong Province was also found *Siculicorixa estria.* Although this assemblage is very little known in China, its non-marine sediments of Cretaceous were well developed. Hence, a very rich content of insect remains may be expected in the beds of Upper Cretaceous.

REFERENCES

CHEN SICIEN and T'AN CHUAN-CHIEH, (1973): A New Family of Coleoptera from the Lower Cretaceous of Kansu. – Acta Entomologica Sinica, **16,** (2): 169–178.

HONG YOU-CHONG, (1975): A New Family – Sinosiricidae (Hymenoptera: Siricoidea) in West-Weichangder, Hebei Province. – Acta Entomologica Sinica, **18,** (2): 235–241.

LIN QI-BIN, (1976): The Jurassic Fossil Insects from Western Liaoning. – Acta Paleontologica Sinica, **15,** (1): 171–176.

— — , (1978): On the Fossil Blattoidea of China. – Acta Entomologica Sinica, **21,** (3): 335–342.

— — , (1980): Mesozoic Insects from Zhejiang and Anhui Provinces, China. In "Division and Correlations on the Mesozoic Volcanosedimentary Formation in the Provinces Zhejiang and Anhui, China". – Science Press, pp. 211–234.

PING, C. (1928): Cretaceous Fossil Insects of China. – Palaeontologia Sinica, **13,** (1): 5–47.

WANG WU-LI (1980): Class Insecta. – In: "Palaeontological Atlas of Northeast China". – pp. 130–153, Geological Publishing House, Beijing, (in Chinese).

Zitteliana	10	395–398	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Non-marine Ostracod biogeographical regions of the early Cretaceous in China

By

YE CHUN-HUI*)

With 1 text figure

ABSTRACT

The investigations of the non-marine ostracods of the early Cretaceous in China (predominantly representatives of the superfamily Cypridacea) permit a subdivision into two large paleobiogeographical regions, each of which can be divided again into three subregions. The assemblages of these regions are characterized. In addition to numerous endemic forms the fauna in the province of North China can be related to those of Central Sibirian region and Mongolia. The province of South China reveals interconnexions with the Centralasiatic–Southrussian province. A warm, subtropical climate is suggested for both provinces.

KURZFASSUNG

Die Untersuchungen der nicht marinen Ostrakoden der Unterkreide in China (meistens Vertreter der Überfamilie Cypridacea) gestatten eine Einteilung in 2 große palaeobiogeographische Regionen in denen jeweils wieder 3 Unterregionen ausgeschieden werden. Die Vergesellschaftungen dieser Unterzonen werden charakterisiert. Neben vielen endemischen Formen zeigen die Faunen in der nordchinesischen Provinz Beziehungen zur mittel-sibirischen Region und zur Mongolei, während die südchinesische Provinz Gemeinsamkeiten mit der mittelasiatischen-südrussischen Provinz aufweist. Für beide wird ein warmes, subtropisches Klima diskutiert.

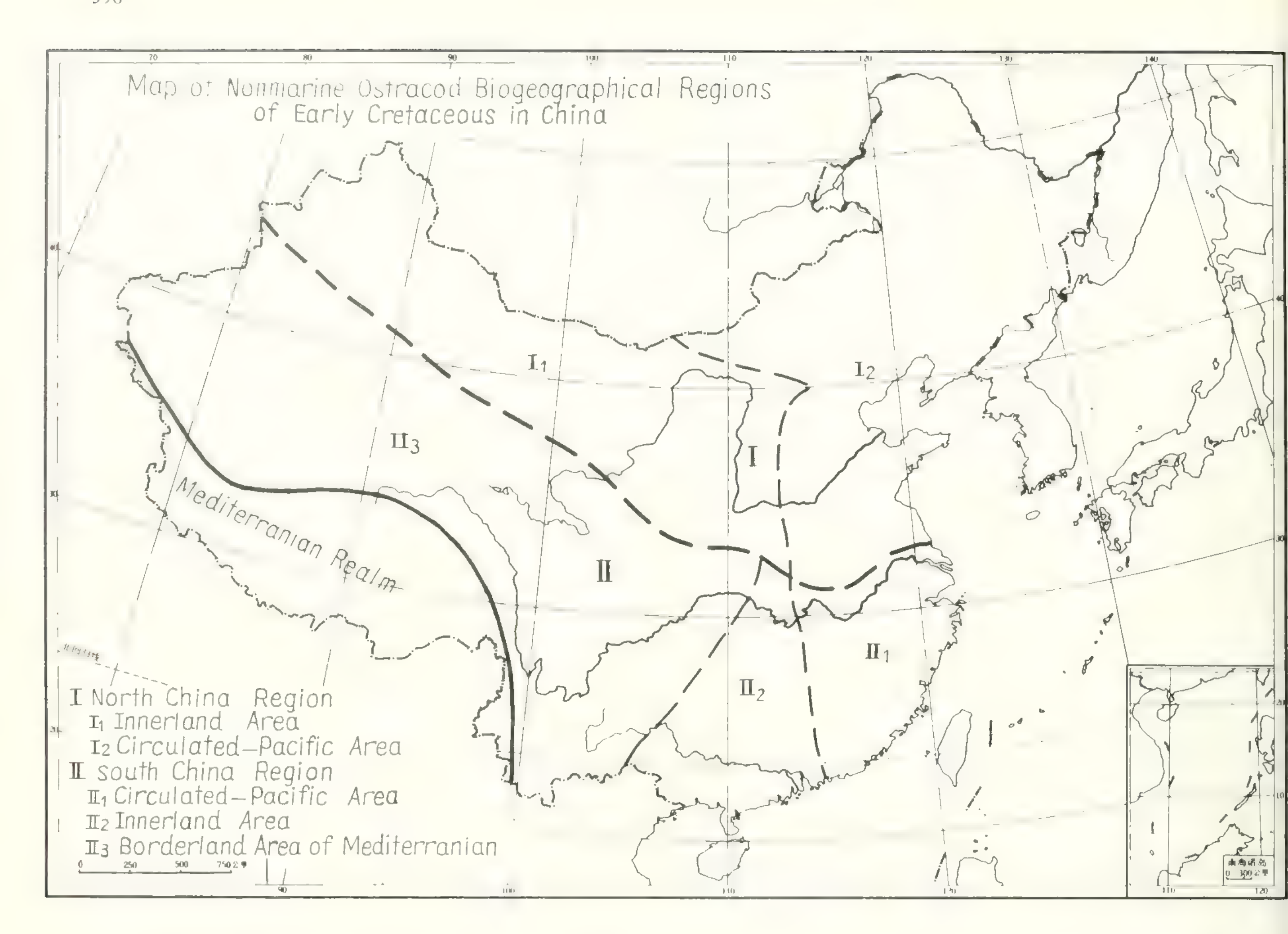
I. EARLY CRETACEOUS NON MARINE OSTRACOD ASSEMBLAGE AND BIOGEOGRAPHICAL REGIONS IN CHINA

Between the late Jurassic and late Cretaceous, there were about 30 genera and 350 species of non-marine ostracodes in continental sediments over most of the territory of China. Most of them fall into superfamily Cypridacea except a few which are involved in superfamily Cytheracea. The early Cretaceous non-marine ostracod fauna is widely distributed in two different biogeographical regions: The North China and The South China regions, with the Mts. Tianshan, Qilian, Qinling, Wuniu and Dabei as their borderland. In geography the former includes North-Eastern China, Northern China, Shandong, Shanxi, Shaanxi, Inner Mongolia, Ningxia, Gansu, Zhungeer Basin of Xinjiang and the north of Jiangsu, Anhui. The latter covers South-Central and South-Eastern China, Tarim Basin of Xinjiang, Qinghai, Zhejiang, the south of Anhui and Jiangsu.

The North China region is characterized by the high diversity of complex-ornamented *Cypridea* and the presence of genera *Mongolianella, Luanpingella, Zonocypris* and *Candona* throughout the early Cretaceous and it may be separated into the Innerland Area (I_1) and the Circulated-Pacific Area (I_2).

The South China region differs from the North China region in the appearance of *Jingguella, Monosulcocypris* and *Pinnocypridea;* the genus *Cypridea* in this region carries simple ornaments. Based on the endemic species, it may be divided into the Borderland area of Mediterranian (II_3), the Innerland area (II_2) and the Circulated-Pacific area (II_1). (see fig. 1).

*) YE CHUN-HUI, Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica, Chi-Ming-Ssu, Nanjing, China.



A. The early Cretaceous non-marine ostracodes of the South China region can be separated into three ostracod assemblages:

1. *Jingguella-Pinnocypridea-Darwinula* assemblage of early Cretacous;

2. *Cypridea-Mongolianella-Darwinula* assemblage of middle early Cretaceous;

3. *Cypridea (Morinia) – C. (Bisulcocypridea)-Monosulcocypris* assemblage of late early Cretaceous.

1. The *Jingguella-Pinnocypridea-Darwinula* assemblage is characterized by the appearance of great number of *Jingguella* including many subgenera, such as *Jingguella (Jingguella), J. (Minheella), J. (Jiangenia)* and a number of *Darwinula, Damonella, Pinnocypridea* and *Cypridea* which are in possession of faint beak and notch. The age of the ostracod assemblage is supposed to be early early Cretaceous, corresponding to the Berriasian of Western Europe, and also probably late Portlandian.

The Chengqiangyan Group of Sichuan within the Borderland area of Mediterranian of the South China region is a typical bed that contains the first ostracod assemblage. The other formation containing this ostracod fauna is the lower part of Qiapushaliang formation of Tarim Basin, Xianjiang; the Datonghe formation of Minhe Basin, Qinghai; the Jinxing formation of Lanping-Simaoo district and the Gaofengshi formation of Chuxiong district, Yunnan. With the exception of these, there are individual elements of the first ostracod assemblage to be found in the Yuantang formation of Southern Anhui and its equivalent continental deposits in Central Asia, USSR.

2. The *Cypridea-Mongolianella-Darwinula* assemblage is the middle early Cretaceous ostracod fauna of the South China region. Among the main characters of this ostracod assemblage are the simple ornaments of *Cypridea* and a moderate number of *Darwinula, Rhinocypris, Ziziphocypris* and *Damonella.* Of great significance determining the age of this ostracod assemblage is the frequent appearence of *Cypridea (Ulwellia) paulsgrovensis* Anderson, *C. (U.) minevensis* Anderson which are the important members of ostracod assemblages of Wadhurst Clay (middle Valanginian) in England. According to the data above, this ostracod assemblage is referred to middle early Cretaceous in age and it is considered to be equivalent to Valanginian to Barremian in Western Europe.

Most typical strata that contain the second ostracod assemblage is the Puchanghe formation of Yunnan. The other formations that contain individual elements of them are the Gudian formation of Sichuan; the lower subgroup of Hekou Group of Minhe Basin, Qinghai and the upper part of Shouchang formation from Zhejiang. The first and the second ostracod assemblages have not been discovered so far in the Innerland area of the South China region.

3. *Cypridea (Morinia) – C. (Bisulcocypridea) – Monosulcocypris* assemblage is the late early Cretaceous ostracod fauna in the South China region which is characterized by *Cypridea (Morinia)* associated with *Cypridea (Bisulcocypridea)* which

is the common member of late early Cretaceous (Aptian to Albian) non-marine ostracods all over the country. In addition, there is higher development of small carapace forms of *Darwinula* and of genus *Monosulcocypris* which is widely distributed in the red beds of the South China region.

The widespread late early Cretaceous ostracod assemblage can be compared with each other in the South China region where the endemic species came into existence especially in the Innerland area (II).

The strata containing this ostracod assemblage are the Matoushan formation and Mangang formation of Yunnan; the upper subgroup of Hekou group, Minhe Basin of Qinghai; the Qijiahe formation and Dongjing formation of Hunan; Ningxiang formation of Hubei; Huizhou formation of Southern Anhui; Huoko formation of Fujian and Guantou formation of Zhejiang.

It is worth mentioning that an important ostracod assemblage which is characterized by *Cypridea (Morinia)* associated with *Monosulcocypris* is usually present in the lower part of some strata, such as the lower part of Huizhou formation and the Hengshan formation.

B. The early Cretaceous non-marine ostracodes of the North China region can also be divided into three ostracod assemblages:

1. *Cypridea-Luanpingella-Eoparacypris* assemblage;
2. *Cypridea-Yumenia-Mongolianella* assemblage;
3. *Cypridea-"Lycopterocypris"-Mongolocypris* assemblage.

1. The *Cypridea-Luanpingella-Eoparacypris* assemblage contains a poor number of *Cypridea* which has complex ornaments and only a few kinds of *Cypridea (Cypridea)* and *C. (Cyamocypris)* are present. In addition, genus *Luanpingella* is an important member in this ostracod assemblage.

The Dabeigou formation of Northern Hebei and the Chejinpu formation of Ganxu are of typical *Cypridea-Luanpingella-Eoparacypris* ostracod assemblage. The ostracod faunas of the other equivalent strata in the North China region are more or less distinct from them.

It is particularly significant that *Eoparacypris jingshanensis* Yang and *Cypridea sulcata* Mandelstam of the Dabeigou formation are very similar to *Eoparacypris macroselina* Anderson and *Cypridea bimammata* (Harbort) in the Berriasian stage of Southern England. For this reason, it is justifiable to say that the *Cypridea-Eoparacypris-Luanpingella* assemblage is the earliest non-marine ostracod fauna of the Cretaceous in the North China region and is considered to be contemporaneous with the first ostracod assemblage of the South China region.

2. Unlike the first ostracod assemblage of early Cretaceous the *Cypridea-Yumenia-Mongolianella* assemblage is characterized by the high diversity of forms and the complex-ornamentations in *Cypridea*. In addition to *Cypridea (Cypridea)*, there are *Cypridea (Morinia)*, *C. (Ulwellia)*, *C. (Cyamocypris)*, *C. (Bisulcocypridea)* and *Yumenia* (including to *Cypridea (Yumenia)* before). The Diwopu formation or Xiagou formation of Ganxu is a typical bed in the North China region which has a lot of such ostracod faunas. The other equivalent formations of the North China region are the Jiufutang formation of Western Liaoning, the Guyan formation of Inner Mongolia, the upper part of the Zhidan group of Ertoushi has the some ostracod fauna but the individual elements of them may be absent in some formations.

It should be noted that some species of *Cypridea* in the second ostracod assemblage are similar to those of England, i. e. *Cypridea koskulensis* resembles *Cypridea bogdensis*, *Cypridea setina gansuensis* Ye is similar to *Cypridea setina* Anderson, *Cypridea changmaensis* Ye is similar to *Cypridea dolobrata angulata* Martin, *Cypridea (Bisulcocypridea) subchuxiongensis* Ye to *Cypridea (Bisulcocypridea) frithwaldi* Anderson. All of these English species of *Cypridea* occur in Valanginian to Barremian stage of Lower Cretaceous. On this base, the second ostracod assemblage should be refered to the middle early Cretaceous in age and may be equivalent to the Valanginian to Barremian stages of Western Europe.

3. The *Cypridea-"Lycopterocypris"-Mongolocypris* assemblage is the late early Cretaceous fauna in the North China region. The character of this ostracod assemblage is allied to the third ostracod assemblage of the South China region in the appearence of *Cypridea (Morinia)* associated with *Cypridea (Bisulcocypridea)*. However because of the presence of *Zonocypris*, *Candona* and a great number of *Mongolocypris*, it may be able to differentiate from the South China region.

The strata containing the third ostracod assemblage are the Zhonggou formation of Gansu, the upper part of Liupanshan group, Ningxia; the upper part of Qingshan formation, Shandong; Sunjiawan formation of western Liaoning; the lower part of Songhuajiang group, Songliao Plaint and Dalaji formation and Tongfushi formation of Yianjia district, Jiling.

II. PROBLEMS AND DISCUSSION

1. The early and middle early Cretaceous non-marine ostracod fauna of the North China region is similar to the ostracod assemblages of Mongolia, the East Asian region and the Middle Siberian region of USSR and the Circum-polar belt of Europe (Anderson, 1973), that means the North Circum-Polar Province.

The non-marine ostracod fauna of the South China region resembles the ostracod fauna of Middle Asian region of USSR. Both remain to have Asian endemic character. It seems that the South China region of China and the Middle-Asian region of USSR are of the same ostracod biogeographical province which is the transition between the North Circum-Polar Province and the South Circum-Polar Province.

During the late early Cretaceous, the ostracod assemblages of both regions has their own endemic species, but the resemblance between the North China region and the South China region as shown in *Cypridea (Morinia)* associated with *Cypridea (Bisulcocypridea)* is an important character which is commonly seen from Lebanon, Turkman of USSR, the USA, England and Congo, that is the North and the South of the

circum-polar belt (ANDERSON, 1973). For this reason, it cannot be stated with certainty whether the endemic species of both regions at this age are characteristic enough to separate China into the North China region and the South China region or wether the whole China belongs to only one ostracod biogeographical region.

2. The border line between the North China region and the South China region should be designated the direction of paleo-latitute. If this assumption is correct the North-polar of Cretaceous would be situated in the area Eastward to the present North-polar, while the South-polar would be at the west to the present South-polar.

3. The distribution of early Cretaceous non-marine ostracod fauna may be connected with the temperature-climatic zones. During the early and middle early Cretaceous, the North China region was connected with the Northern circum-polar belt (ANDERSON, 1973). It is situated in the same paleo-latitude and has a high diversity of complex-ornamented *Cypridea*. ANDERSON (1973) stated that the climate of the *Cypridea* belt was similar to that which is now found in the Southern Mediterranean-North African area and it was a nearly sub-tropical climate. According to the development of light-colour deposits and of coalbearing beds and in addition to the palynological data, we suggest that the North China region may be of nearly sub-tropical character, as ANDERSON thought to be, with more or less wet climate.

During the early early Cretaceous red beds dominated all over most of the South China region. The ostracod fauna of this region bears the character of Asia-endemic species. Some of them occur recently in South Africa and Southern Brazil. On the other hand, the genus *Cypridea* is not so frequent in this region and carries simple ornamentation. All of this seem to show that it is nearly sub-tropical with dry and hot climate.

In middle early Cretaceous of the same region, there are many light-colour deposits alternating with red beds and the ostracod fauna of the South China region has some Asian endemic species, but some species of *Cypridea* are similar to those in England. On the basis of selected data discussed above, the climate of the South China region at this time may be sub-tropical, alternating dry with wet climate.

During the late early Cretaceous, it is not known whether both of the North China and the South China regions may belong to northern circum-polar belt of ANDERSON (1973) or not. The presence of widespread red beds and of the genus *Zonocypris* which is a living genus of Africa may indicate that the climate of both regions was hotter and drier i. e., nearly a sub-tropical climate.

REFERENCES

ANDERSON, F. W. (1973): The Jurassic-Cretaceous transition: the non-marine Ostracod fauna. – In: The Boreal Lower Cretaceous, CASEY, R. and RAWSON, P. F. (Eds.). Geol. Journ. Special Issue, **5**, Liverpool.

ANDREEV, YU. N. & MANDELSTAM, M. I. (1971): Biogeographical associations of Cretaceous Ostracods in the USSR. – Colloquium on the Paleoecology of Ostracods. – H. J. OERTLI (ed.), pp. 615–630.

HAO YU-CHUN et al. 1974: The Fossil Ostracoda of Cretaceous-Tertiary from Songliao Plain. – Geology Press.

HOU YOU-TANG, 1958: Jurassic and Cretaceous non-marine Ostracods of the Subfamily Cyprideinae from North-Western and North-Eastern regions of China. – Memoirs of the Institute of Palaeontology, Academia Sinica. **1**, Science Press.

— — et al. (1978): The Cretaceous-Tertiary Ostracods from the marginal region by the Yangtze-Han River. – Memoirs Nanjing Inst. Geol. Paleont., Academia Sinica, **9**, Science Press.

YE CHUN-HUI et al. (1977): Mesozoic-Cenozoic Ostracod fauna from Yunnan in "Mesozoic Fossil From Yunnan" Part II. – Science Press.

— — (1979): The Cretaceous Ostracod assemblages from Zhejiang, Anhui and adjacent region in "Mesozoic and Cenozoic red beds of South China" – Collection of Papers from the "Field conference of the Cretaceous Tertiary red beds from South China" at Nanxiong, Guandong. Science Press.

— — et al. (1980): Jurassic-Cretaceous fossil Ostracoda from Zhejiang in "Division and Correlations on the Mesozoic volcano-sedimentary formation in Zhejiang and Anhui Province, China. – Edited by Nanjing Inst. Geol. Palaeont., Academia Sinica, Science Press.

Zitteliana	10	399–406	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Lower Cretaceous bivalve biostratigraphy of Antarctica

By

J. ALISTAIR CRAME*)

With 7 text figures and 1 table

ABSTRACT

A preliminary sequence of inoceramid and buchiid bivalves can now be established for the Lower Cretaceous of Antarctica. Although taxonomic studies have yet to be completed, it is evident that there are representatives of several widespread species groups. On Alexander Island the Berriasian *I. ovatus* group is succeeded by the *neocomiensis*, *concentricus* and *anglicus* groups, which collectively have a Barremian–Albian age-range. The *neocomiensis* and *concentricus* groups are also present on James Ross Island and the latter may occur in Patagonia too. Valanginian–Barremian *Inoceramus* species are poorly represented, but there are records of both the *I. heteropterus* group (Hauterivian–Albian?) and *I.* cf. *anomiaeformis* (Hauterivian–Barremian) from Annenkov Island.

The lack of any Lower Cretaceous *Buchia* species in Antarctica may be further evidence of a stratigraphic hiatus during part of the Neocomian. There are, however, many Barremian–Albian buchiids referrable to the genus *Aucellina*. The *A. andina-radiatostriata* group is of particular importance as it occurs in all the major basins of deposition and can be used for local correlations.

A further characteristic element of Antarctic Lower Cretaceous faunas is the genus *Anopaea*. Its apparent confinement within the Southern Hemisphere to the Antarctic region indicates that at least some inoceramids had a much more restricted distribution.

KURZFASSUNG

In der Unterkreide der Antarktis kann eine vorläufige Abfolge mit Inoceramen und Buchiiden aufgestellt werden. Obwohl taxonomische Untersuchungen noch vervollständigt werden müssen, zeigt es sich, daß einige überregional weitverbreitete Artgruppen vorkommen. Auf der Alexander-Insel folgen über der im Berrias auftretenden *I. ovatus* Gruppe die *I. neocomensis*, *I. concentricus* und die *I. anglicus* Gruppen, die zusammen ein Barreme bis Alb Alter anzeigen. Die *I. neocomiensis* und die *I. concentricus* Gruppen finden sich auch auf der James Ross Insel, letztere kommt ebenfalls in Patagonien vor. *Inoceramus*-Arten aus dem Valangin-Barreme sind schwach vertreten, jedoch gibt es Funde sowohl der *I. heteropterus* Gruppe (Hauterive-Alb) als auch von *I.* cf. *anomiaeformis* (Hauterive-Barreme) auf der Annenkov-Insel.

Das Fehlen von Unter-Kreide *Buchia*-Arten in der Antarktis mag ein weiterer Hinweis sein für stratigraphische Lücken im Neokom. Es gibt jedoch Vertreter der Buchiiden, typisch für das Barreme-Alb, die der Gattung *Aucellina* angehören.

Die *A. andina-radiatostriata*-Gruppe ist von besonderer Bedeutung, da sie in allen großen Ablagerungsbecken auftritt und für lokale Korrelationen benutzt werden kann. Ein weiteres charakteristisches Element der unterkretazischen Fauna in der Antarktis ist die Gattung *Anopaea*. Die offensichtliche Beschränkung dieser Gattung auf die Antarktis innerhalb der südlichen Hemisphäre zeigt, daß zumindest einige Inoceramen eine regional sehr eingeengte Verbreitung besaßen.

*) J. A. CRAME, British Antarctic Survey, Natural Environment Research Council, High Cross, Madingley Road, Cambridge CB3 OET, England.

I. INTRODUCTION

Lower Cretaceous marine sediments can be traced along the Antarctic Peninsula, through the Scotia arc, and into southern South America (Fig. 1). Study of their biostratigraphy is of particular importance for they document both the early stages of break-up of the central regions of Gondwana, and the establishment of new marine biogeographic patterns that this entailed. To complement existing ammonite studies (THOMSON, this volume), a preliminary bivalve zonation of these Lower Cretaceous strata has now been established. This is necessarily incomplete, for taxonomic studies of a number of key groups are still in progress. The scheme is at present based on the two commonest groups, the inoceramids and buchiids, but it is hoped that it will eventually be extended to include other common types, such as the parallelodontids, pectinids and trigoniids.

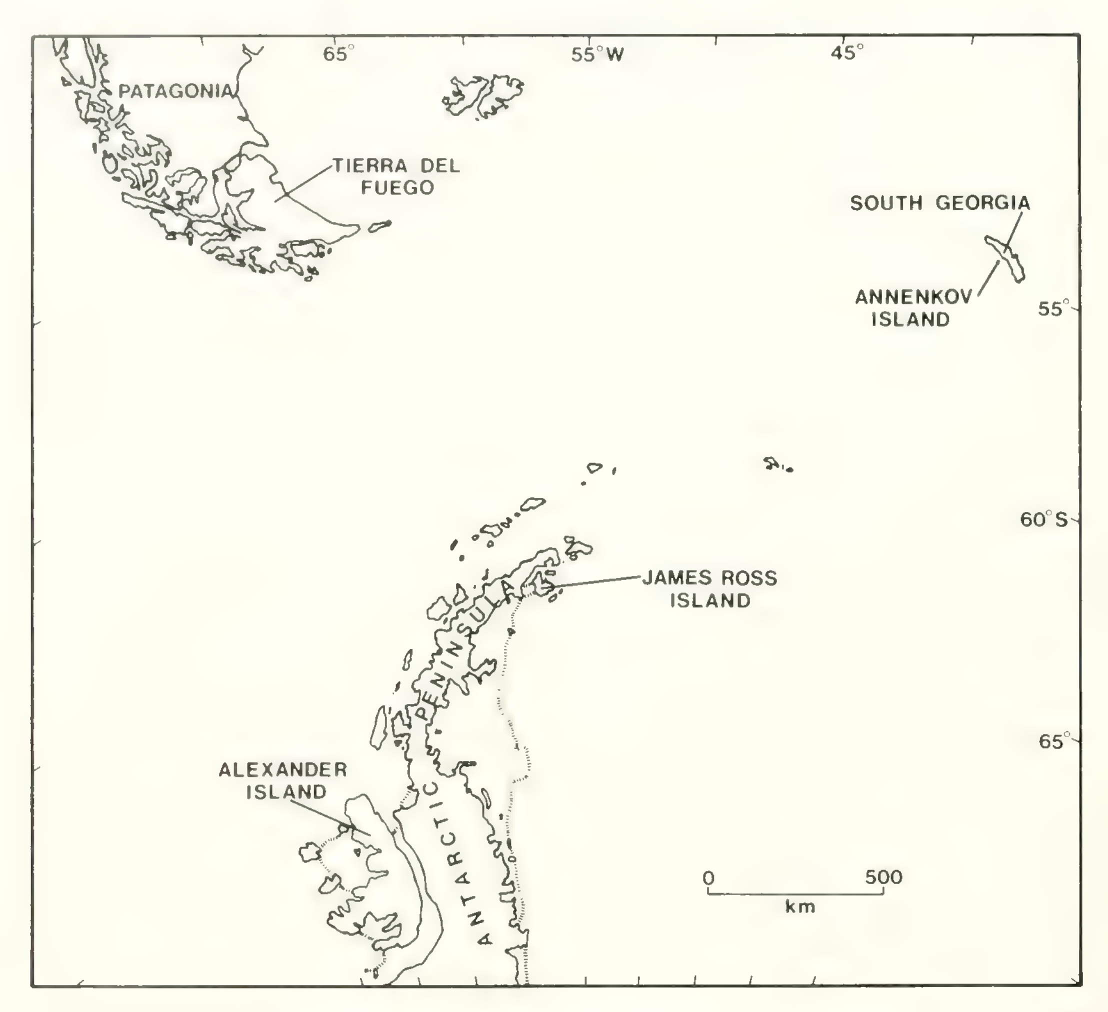


Fig. 1. Locality map for the Antarctic Peninsula–Scotia arc–Patagonia region.

II. ALEXANDER ISLAND

The Fossil Bluff Formation forms a narrow but continuous strip along the eastern margin of Alexander Island (Figs. 1 & 2). Composed of a variety of fine- to coarse-grained clastic and volcaniclastic sediments, it has a probable thickness of at least 5000 m and an approximate age-range of Kimmeridgian–Albian. Current interpretations suggest that the sediments accumulated in a fore-arc basin marginal to an extensive volcanic arc trending along the axis of the Antarctic Peninsula (TAYLOR, THOMSON & WILLEY 1979).

Antarctic Jurassic inoceramid faunas are dominated by members of the genus *Retroceramus*. The latest species, *R. everesti* (OPPEL), occurs in the highest Tithonian strata of the Fossil Bluff Formation at Callisto Cliffs (Figs. 2 & 3), and at both this locality and Tombaugh Cliffs (Figs. 2 & 3) can be traced up into strata of probable early Berriasian age (CRAME 1982) (Fig. 3). At an approximately equivalent level in the Ablation Valley section (Fig. 3), the first inoceramids referable to the genus *Inoceramus* occur in close association with

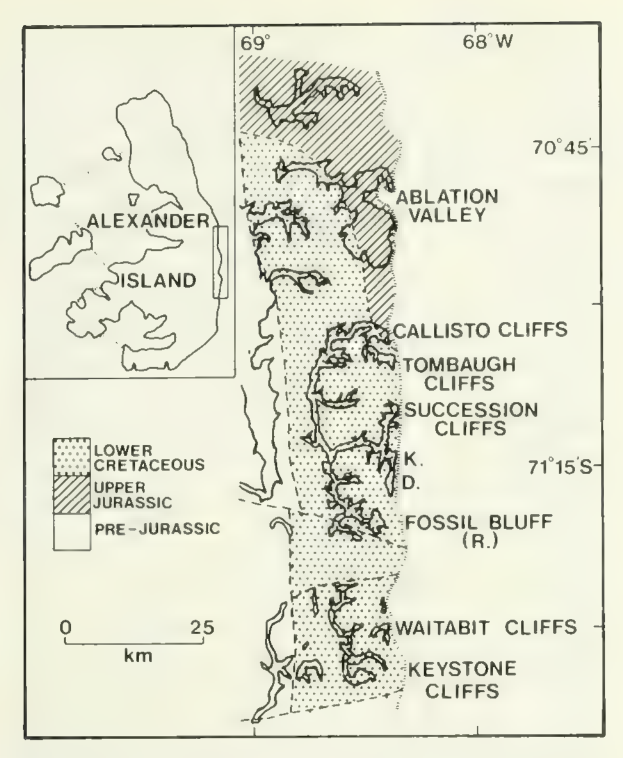


Fig. 2. Geological map of the central east coast of Alexander Island. – The Upper Jurassic and Lower Cretaceous strata constitute the Fossil Bluff Formation.

a Berriasian *(Haplophylloceras – Bochianites)* ammonite assemblage. The best-preserved of these specimens, which is small, slightly inequivalve and has a distinctive elongate-pyriform outline, can be referred to a group of species centred around *I. ovatus* STANTON. This species has a Neocomian (Berriasian–Valanginian) age in California and Siberia (ANDERSON 1938; ZAKHAROV 1968).

Although the uppermost beds of the Ablation Valley and Tombaugh Cliffs sections are not well exposed, it is likely that they correlate with a level just below the base of the section at locality K (Fig. 3). Diagnostic fossils are scarce at the latter locality, apart from specimens of an inoceramid that has been referred to the genus *Anopaea*. Rounded wedge-shaped in outline and with a distinctive anterior sulcus and lunule, this genus is interpreted as having been functionally endobyssate (CRAME, 1981). It characterizes the Upper Jurassic – Lower Cretaceous Boreal Realm of the Northern Hemisphere and may well have a mirror-image distribution in high latitude regions of the Southern Hemisphere. The two Jurassic species occurring in the lower levels of the Fossil Bluff Formation are distinct from *A. trapezoidalis* (THOMSON & WILLEY), the species present at localities K and D (Figs. 2 & 3) (CRAME 1981). Originally thought to be Berriasian, *A. trapezoidalis* may now be better assigned to an undifferentiated Neocomian age.

Fig. 3. Stratigraphic occurrences and ranges of inoceramid and buchiid bivalves on the central east coast of Alexander Island. The symbols *J* and *C* on the right hand side of the diagram indicate the approximate position of the Jurassic–Cretaceous boundary. Correlations based in part on TAYLOR, THOMSON & WILLEY 1979, fig. 6 and CRAME 1982, textfig. 9.

Numerous specimens of an *Inoceramus* belonging to the *I. neocomiensis* D'ORBIGNY group have been collected from the lower levels of the Fossil Bluff (locality R) section (Fig. 3). Weakly inflated and very slightly inequivalve, these specimens show the rounded-triangular outline and fine, regular ornament that are so typical of this group. Perhaps the greatest resemblances are to species such as *I. subneocomiensis* GLAZUNOVA and *I. obtusus* GLAZUNOVA from the Aptian of the Volga Basin (USSR) (GLAZUNOVA 1973). Although *I. neocomiensis* is generally regarded as an Aptian species (WOODS 1911), it has to be remembered that both it and other closely related forms have been recorded from the Neocomian and Barremian. There are several records of Hauterivian – Aptian age-ranges for the *I. neocomiensis* group in Europe (SORNAY 1965; GLAZUNOVA 1973) and these may well be extended down to the Valanginian around the northern Pacific margins (POKHIALAINEN 1974).

Representatives of two further cosmopolitan *Inoceramus* groups occur at a slightly higher stratigraphic level in the Fossil Bluff Formation. Specimens of the first of these, the *I. concentricus* PARKINSON group, were obtained from the upper levels of Waitabit Cliffs (Fig. 3). THOMSON and WILLEY (1972) assigned them to *I.* aff. *concentricus,* noting that, although they showed the pronounced gryphaeoid form of this species, they were somewhat larger than typical European specimens. Nevertheless, in his description of English material, WOODS (1911) emphasized the variable nature of *I. concentricus,* and it is apparent that in New Zealand many large forms have been found (WOODS 1917). The European age of the species is usually given as Middle – Upper Albian (e. g. WOODS 1911; SORNAY 1965; TRÖGER 1981), but certain members of the group also range into the Cenomanian in the Far East of the USSR, Japan and New Zealand (NAGAO & MATSUMOTO 1939; PERGAMENT 1966; RAINE, SPEDEN & STRONG 1981). The second group, which is based on *I. anglicus* WOODS, is represented by a series of specimens from Keystone Cliffs (Fig. 3). The *anglicus* group as a whole shows a number of marked similarities to the *neocomiensis* group, but can usually be distinguished by the steeper curvature of the concentric ribs, which are often symmetrically arranged, and the more convex outline of the anterior margin. The Alexander Island specimens closely resemble small forms of *I. anglicus* from both North America and the USSR (IMLAY 1961; SAVELIEV 1962; PERGAMENT 1965; GLAZUNOVA 1973); perhaps the greatest similarity is with PERGAMENT'S (1965) subspecies *I. anglicus elongatus.* A consistent Albian age has been assigned to the *anglicus* group, with most authors indicating a Middle – Upper Albian range (e. g. WOODS 1911; IMLAY 1961; PERGAMENT 1981). Finally, the stratigraphically highest inoceramid so far recorded from the Fossil Bluff Formation is a small *Anopaea* close to *A. mandibula* (MORDVILKO) from the Albian of Mangishlak (USSR) (SAVELIEV 1962) (Fig. 3).

Two species groups of the genus *Buchia* can be traced in the Tithonian strata of Ablation Valley (Fig. 3). At higher levels, however, the next specimens referrable to the Buchiidae are not encountered until approximately the lower levels of the locality K section. Here, the first representatives of the genus *Aucellina* are found, and these then become steadily more common through the sequence (Fig. 3). *Aucellina* bears a strong superficial resemblance to *Buchia,* but is distinguished by its more clearly defined radial sculpture and the long anterior ear and deep byssal notch of the right valve. Amongst the several collections of *Aucellina* made from southern South America and South Georgia, WILCKENS (1947) determined that only one species *(A. radiatostriata* BONARELLI) could be recognised. COX (1953), however, after considering this and further material from Alexander Island, thought that a second species *(A. andina* FERUGLIO) could be justified. Although MACELLARI (1979) upheld COX'S conclusions, it has become apparent, from study of further large collections from Alexander Island, that these two species may well intergrade. For this reason, they have been assigned to a single species group in this study. The age of *Aucellina* in the South America – Scotia arc – Antarctic Peninsula region has been consistently given as Aptian, largely on the basis of co-occurrence with certain types of aconeceratid and heteromorph ammonites (WILCKENS 1947; COX 1953). However, it now seems that some at least of these ammonites may range down into the Barremian (THOMSON, this volume), and in Patagonia *A.* cf. *radiatostriata* has been obtained from beds yielding the Hauterivian – Barremian ammonite, *Favrella* (RICCARDI 1971). As the topmost beds of the Fossil Bluff Formation very probably have an Albian age, the true range of the *A. andina-radiatostriata* species group in Alexander Island is best considered as Barremian–Albian.

The lack of any age-diagnostic bivalves between the Berriasian *I. ovatus* group of Ablation Valley and the Barremian – Albian species of Fossil Bluff, Waitabit Cliffs and Keystone Cliffs (Fig. 3) may yet prove to be of some significance. Species of *Buchia* are known to be particularly common in the Berriasian – Valanginian (e. g. IMLAY 1965; JELETZKY 1970; POKHIALAINEN 1974) and their apparent absence may point to a stratigraphic hiatus during part of this time. The same is true of the Hauterivian, for characteristic circum-Pacific Hauterivian *Inoceramus* groups (such as the *I. aucella, I. colonicus* and *I. heteropterus* groups, see e. g. PERGAMENT 1965; POKHIALAINEN 1969, 1974) are also missing.

At first sight, the ages suggested by the bivalves in the upper levels of the sequence correspond fairly well with those determined by ammonites. Barremian – Aptian ages for the *A. andina-radiatostriata* and *I. neocomiensis* groups accord with the occurrence of types such as *Aconeceras, Theganeceras* and *Acrioceras* at locality D and Fossil Bluff, and *Sanmartinoceras* in the lower levels of Waitabit Cliffs (Fig. 3) (TAYLOR et al. 1979). Species of *Eotetragonites* from higher in the latter section have Albian affinities, as do several ammonites from Keystone Cliffs (Fig. 3). However, it is apparent that there are also several forms from the uppermost levels of the Fossil Bluff Formation which show strong similarities to certain European Neocomian and Barremian species. Their presence is anomalous, and cannot at present be satisfactorily explained (THOMSON, this volume). Probable Aptian and Albian strata from the vicinity of Succession Cliffs (Fig. 2) associated with a prominent thrust zone have been excluded from this discussion.

III. JAMES ROSS ISLAND

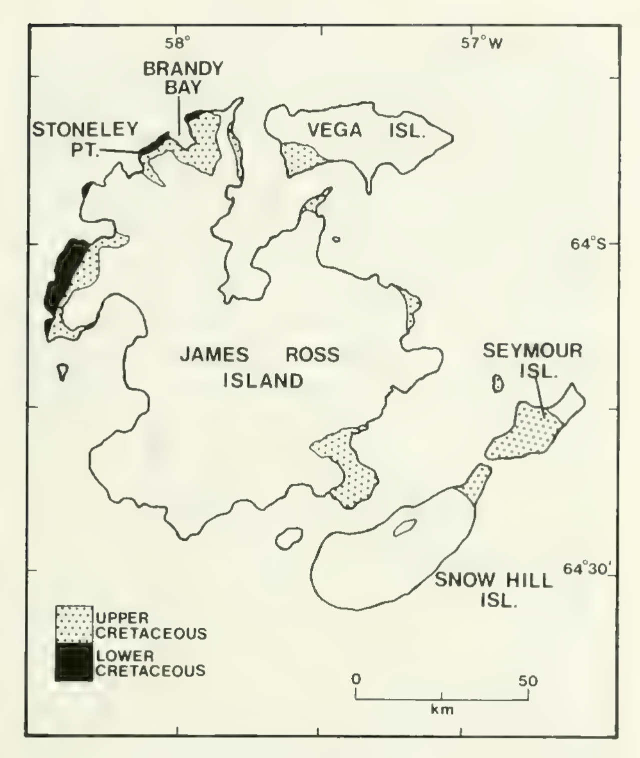


Fig. 4. The distribution of Lower and Upper Cretaceous strata on James Ross and neighbouring islands.

Traditionally regarded as being entirely Upper Cretaceous, the extensive sedimentary sequence exposed in the James Ross Island group (Figs. 1 & 4), is now thought to range down into the Lower Cretaceous. Recent investigations in the Brandy Bay – Stoneley Point region (Fig. 4) have indicated that both the Lower and Upper Kotick Point Beds and at least part of the Stoneley Point Conglomerates (Bibby 1966) can now be assigned to this age. Collectively, these units comprise over 1500 m of strata which are composed of lithologies ranging from fine, bioturbated siltstones to coarse breccia-conglomerates (Fig. 5). They are interpreted as representing periods of quiet-water deposition (within a back-arc setting), punctuated by pulses of coarse debris flows.

The lowest beds in the sequence are poorly exposed and so far have not yielded any age-diagnostic fossils. However, in the topmost levels of sections D. 8209 & 8210, and in sections D. 8211 & 8212 (Fig. 5), a variety of material has been found. Prominent within this are small aconeceratid and ancyloceratid ammonites, and an *Inoceramus* which is very probably a member of the *I. neocomiensis* group. The latter is considerably smaller than the Alexander Island representative of this group, but has a sub-erect form and fine ornament pattern that link it to small European specimens of this species, such as those illustrated by Harbort (1905), Wollemann (1906) and Gillet (1924). There is also a strong resemblance to types such as *I. volgensis* Glazunova and *I. borealis* Glazunova, which are small Aptian members of the *I. neocomiensis* group from the Volga basin (Glazunova 1973). *Aucellina* is common at the same levels and it would seem that the range of variation shown by the specimens falls within that defined for the *A. andina-radiatostriata* group. *Anopaea* sp. occurs at locality D. 8212B, and in the upper part of the succession there is a level in which members of the *I. concentricus* group are common (Fig. 5). These specimens are smaller than their Alexander Island counterparts and, on the whole, much better preserved. The left valves have narrower, more elongated umbonal regions and overall the specimens are very close to European representatives of *I. concentricus* (e. g. Woods 1911; Saveliev 1962).

Preliminary assessment of these fossils suggests that the strata between the base of the section and the prominent unconformity (Fig. 5) have an Aptian – Albian age. However, bearing in mind previous comments on the ranges of certain bivalves, it is possible that this sequence both extends down into the Barremian and up into the Lower Cenomanian.

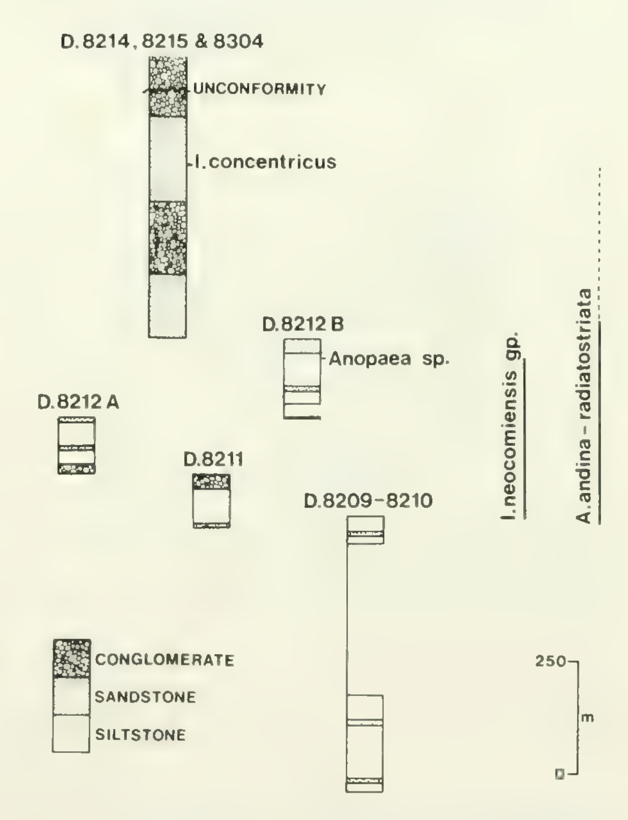


Fig. 5. Stratigraphic occurrences and ranges of inoceramid and buchiid bivalves in the Lower Cretaceous of James Ross Island. Localities D. 8209–8215 and 8304 are situated between Brandy Bay and Stoneley Point (Fig. 4).

IV. SOUTH GEORGIA AND ANNENKOV ISLAND

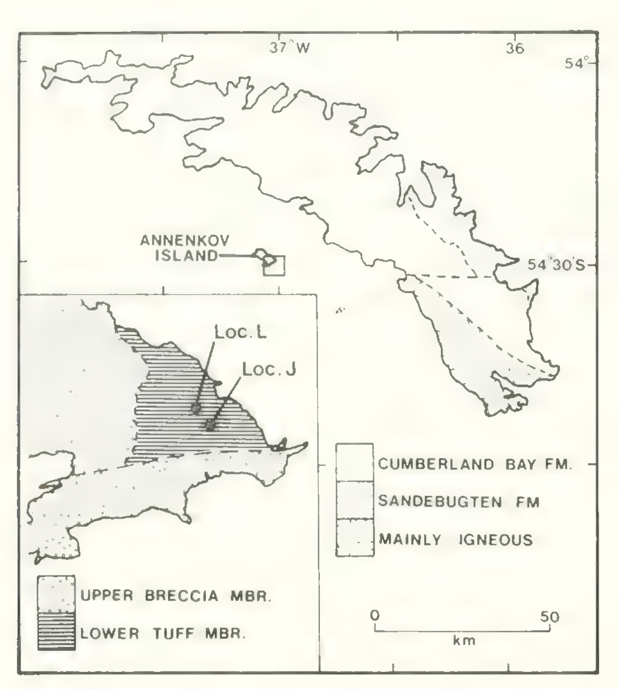


Fig. 6. Simplified geological maps of South-Georgia and the south-eastern corner of Annenkov Island. Based on TANNER 1982, fig. 18.1 and PETTIGREW 1981, fig. 2.

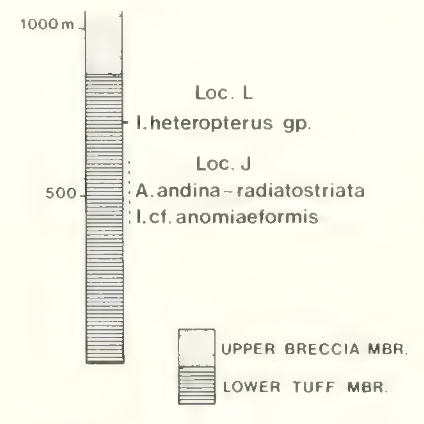


Fig. 7. Stratigraphic occurrences of Lower Cretaceous inoceramid and buchiid bivalves on Annenkov Island. The dotted line indicates the uncertainty as to the exact position of Locality J. Stratigraphic data from PETTIGREW 1981.

Remnants of an island arc – marginal basin system exposed in this region can be directly correlated with a comparable suite of rocks in southern South America (TANNER 1982). The island arc assemblages outcrop on a series of small islands lying off the south-west coast of South Georgia, the largest of which is Annenkov Island (Figs. 1 & 6). Here, a 1860 m sequence of volcaniclastic sediments has been divided by PETTIGREW (1981) into a Lower Tuff Member (860 m) and an Upper Breccia Member (1000 m). Tuffs and mudstones from the former of these units have yielded a variety of ammonites, but, unfortunately, these are all too badly preserved to be positively identified (THOMSON, TANNER & REX 1982). Their general Neocomian – Aptian affinities are confirmed by the presence of the *A. andina-radiatostriata* group, and perhaps also by an *Inoceramus* close to *I. anomiaeformis* FERUGLIO, at locality J (Figs. 6 & 7). The latter species is a small, circular, flattened form with markedly irregular ornament. It has no obvious close relatives and in Patagonia comes from strata of probable Hauterivian – Barremian age (RICCARDI 1977). A second species, from locality L (Figs. 6 & 7), is rounded-elongate in outline, strongly inequivalve and with narrow, pointed umbones on both valves. The ornament is very reduced and overall there are strong resemblances to members of the circum-Pacific *I. heteropterus* group (POKHIALAINEN 1969, 1974). The Hauterivian age of this group may, at first sight, make such a comparison seem unlikely, but studies in progress indicate a close link between *I. heteropterus* and later Cretaceous species such as *I. dunveganensis* McLEARN (Albian) from Canada and Alaska and *I. procerus* WHITEHOUSE and *I. scutulatus* WHITEHOUSE (both Albian) from Australia. The *I. heteropterus* group may in fact range from Hauterivian – Albian. The only fossil so far collected from the Upper Breccia Member is a belemnite belonging to the Aptian – Albian genus, *Dimitobelus*.

Much of South Georgia is composed of the Cumberland Bay Formation (Fig. 6) which represents a thick sequence of rear-arc volcaniclastic turbidites (e. g. TANNER 1982). Fossils are scarce in this formation, but a few heteromorph ammonites with general Lower Cretaceous affinities have been found. In addition, *A. andina-radiatostriata* has been collected from several localities and is perhaps the best indicator of an early Cretaceous age (THOMSON et al. 1982).

VI. SOUTH AMERICA

Surprisingly little is known about the Lower Cretaceous inoceramid and buchiid bivalves of southern South America. Members of the *Aucellina andina-radiatostriata* group seem to be the commonest types, and can be traced through Tierra del Fuego (MACELLARI 1979) to several parts of Patagonia (e. g. COX 1953; KATZ 1963). Records of *I. concentricus* from the latter region (BONARELLI & NÁGERA 1921; KATZ 1963) must be treated with some caution as they are based on very poorly known material.

VII. DISCUSSION

It is apparent that there are representatives of at least three cosmopolitan *Inoceramus* groups in the Lower Cretaceous of Antarctica. These are the *neocomiensis, concentricus* and *anglicus* groups, which can be used to infer maximum age-ranges of Hauterivian – Aptian, Middle Albian – Lower Cenomanian and Middle – Upper Albian, respectively. Besides their links with Northern Hemisphere faunas, these species groups may also prove useful for regional correlations in the Southern Hemisphere. An *Inoceramus* referrable to either the *neocomiensis* or *anglicus* groups occurs in the Motuan (Albian) stage of New Zealand and *I. concentricus* in the Ngaterian (Late Albian – Cenomanian) (Raine et al. 1981); *I. concentricus* is also known from South Africa (Heinz 1930). Representatives of two other widespread groups, the *ovatus* and *heteropterus*, are also present, but are less well known palaeontologically and stratigraphically.

The most useful bivalve for local correlations within the Antarctic Peninsula – Scotia arc – South America region is the *Aucellina andina-radiatostriata* group. Its widespread occurrence in all the major basins of deposition enables correlations to be made between the upper Fossil Bluff Formation, lower part of the James Ross Island succession, the Lower Tuff Member of Annenkov Island, Cumberland Bay Formation of South Georgia and Río Mayer and Zapata Formations of South America (Table 1). On a regional scale too, the group is of value, for *A.* cf. *radiatostriata* has been recorded from both the Upper Aptian Roma fauna of Australia (Day 1969) and the Upper Aptian Korangan stage of New Zealand (Raine et al. 1981). The *concentricus* and *neocomiensis* groups also offer some potential for local correlations, especially between Alexander Island, James Ross Island and South America (Table 1). However, the range of variation shown by these groups is such that, at present, no precise stratigraphical comparisons can be made.

The presence of several cosmopolitan and widespread bivalve groups could be taken as evidence of open marine connections between Antarctica and many other parts of the world during the Lower Cretaceous. However, there are at least two bivalve genera whose presence tends to counter against this suggestion. *Anopaea* seems to be restricted to high latitude regions in the Southern Hemisphere and, indeed, may even be confined to Antarctica. Similarly, the oxytomid *Maccoyella*, although unknown from Antarctica, is entirely restricted to Patagonia, New Zealand and Australia (Waterhouse & Riccardi 1970).

		ALEXANDER ISLAND	JAMES ROSS ISLAND	ANNENKOV ISLAND	SOUTH GEORGIA	SOUTH AMERICA
Anopaea cf. *mandibula*	– Albian	X				
Inoceramus anglicus gp.	– M.– U. Albian	X				
I. concentricus gp.	– M.– U. Albian	X	X			?
Anopaea sp.	– Aptian – Albian		X			
Aucellina andina – radiatostriata	– Barremian – Albian	X	X	X	X	X
I. neocomiensis gp.	– Barremian – Aptian	X	X			
I. heteropterus gp.	– Hauterivian – Albian (?)			X		
I. anomiaeformis	– Hauterivian – Barremian			?		X
Anopaea trapezoidalis	– Neocomian	X				
I. ovatus gp.	– Berriasian	X				

Table 1. Ages and geographical occurrences of the principal species mentioned in the text.

VIII. REFERENCES

ANDERSON, F. M. (1938): Lower Cretaceous deposits in California and Oregon. – Spec. Pap. geol. Soc. Am., **16:** 339 pp., 83 pls.; Washington.

BIBBY, J. S. (1966): The stratigraphy of part of north-east Graham Land and the James Ross Island group. – Scient. Rep. Br. Antarct. Surv., **53:** 37 pp., 5 pls.; London.

BONARELLI, G. & NÁGERA, J. J. (1921): Observaciones geológicas en las inmediaciones del Lago San Martin (Territorio de Santa Cruz). – Bol. Dir. gen. Minas Geol. Hidrol., Ser. B (Geología), **27:** 39 pp.; Buenos Aires.

COX, L. R. (1953): Lower Cretaceous Gastropoda, Lamellibranchia and Annelida from Alexander I Land (Falkland Islands Dependencies). – Scient. Rep. Falkld Isl. Depend. Surv., **4:** 14 pp., 2 pls.; London.

CRAME, J. A. (1981): The occurrence of *Anopaea* (Bivalvia: Inoceramidae) in the Antarctic Peninsula. – J. molluscan Stud. **47:** 206–219, 2 pls.; London.

— — (1982): Late Jurassic inoceramid bivalves from the Antarctic Peninsula and their stratigraphic use. – Palaeontology, **25:** 555–603, pls. 57–59; London.

GILLET, S. (1924): Études sur les lamellibranches néocomiens. – Mém. Soc. geol. Fr. (N.S.), **1,** fasc. 3–4: 1–224, pls. 7–8; Paris.

GLAZUNOVA, A. E. (1973): Paleontologicheskoye obosnovaniye stratigraficheskogo raschleneniya melovykh otlozhenii Povolzh'ya. Nizhnii mel (Palaeontological evidence of the stratigraphic separation of Cretaceous deposits in the Volga region. Lower Cretaceous). – 200 pp., 123 pls., „Nedra"; Moscow.

HARBORT, E. (1905): Die Fauna der Schaumberg-Lippe'schen Kreidemulde. – Abh. preuß. geol. Landesanst. (N. F.), **45:** 1–112, 11 Taf.; Berlin.

HEINZ, R. (1930): Über Kreide-Inoceramen der südafrikanischen Union. – C. r. 15th Int. geol. Congr., **2:** 681–687, 6 figs.; Pretoria.

IMLAY, R. W. (1961): Characteristic Lower Cretaceous megafossils from northern Alaska. – Prof. Pap. U. S. geol. Surv., **335:** 74 pp., 20 pls.; Washington.

— — (1965): Jurassic marine faunal differentiation in North America. – J. Paleont., **39:** 1023–1038, 6 figs.; Chicago.

JELETZKY, J. A. (1970): Cretaceous macrofaunas. – In DOUGLAS, R. J. W. (ed.) Geology and economic minerals of Canada, p. 649–662, pls. XXV–XXVII, Department of Energy, Mines and Resources; Ottawa.

KATZ, H. R. (1963): Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **47:** 506–524, 9 figs.; Chicago.

MACELLARI, C. E. (1979): La presencia del genero *Aucellina* (Bivalvia, Cretacico) en la Formacion Hito XIX (Tierra del Fuego, Argentina). – Ameghiniana, **16:** 143–172, 3 pls.; Buenos Aires.

NAGAO, T. & MATSUMOTO, T. (1939): A monograph of the Cretaceous *Inoceramus* of Japan. – J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4, **4:** 241–299, pls. 23–24; Sapporo.

PERGAMENT, M. A. (1965): Inotseramy i stratigrafiya mela Tikhookeanskoi oblasti (Inocerams and Cretaceous stratigraphy of the Pacific region). – Trudý Inst. geol. Nauk, Mosk., **118:** 1–102, 12 pls.; Moscow.

— — (1966): Zonal'naya stratigrafiya i inotseramy nizhnei chasti verkhnego mela Tikhookeanskogo poberezh'ya SSSR (Zonal stratigraphy and inocerams of the lower-most Upper Cretaceous on the Pacific coast of the USSR). – Trudý Inst. geol. Nauk, Mosk., **146:** 1–83, 36 pls.; Moscow.

— — (1981): Pacific regions of the USSR. – In REYMENT, R. A. & BENGTSON, P. (ed.) Aspects of Mid-Cretaceous Regional Geology, 69–102, Academic Press; London.

PETTIGREW, T. H. (1981): The geology of Annenkov Island. – Br. Antarct. Surv. Bull., **53:** 213–254; London.

POKHIALAINEN, V. P. (1969): Neokomskiye inotseramy Anadyrsko–Koryakskoi skladchatoi oblasti (Neocomian inocerams of the Anadyrskiy–Koryakskiy folded region). – Trudý sev.-vost. kompl. nauchno-issled. Inst., **32:** 124–162, 21 pls.; Magadan.

— — (1974): Osobennosti rasprostraneniya inotseramid neokoma Tikhookeanskoi oblasti (Spreading of the Neocomian Pacific inoceramids). – Trudý Inst. Geol. Geofiz. sib. Otd., **80:** 174–187; Novosibirsk.

RAINE, J. I., SPEDEN, I. G. & STRONG, C. P. (1981): New Zealand. – In REYMENT, R. A. & BENGTSON, P. (ed.) Aspects of Mid-Cretaceous Regional Geology, 221–267, 6 pls., Academic Press; London.

RICCARDI, A. C. (1971): Estratigráfia en el oriente de la Bahiá de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. – Revista Mus. La Plata (N. S.), Geologia, **7:** 245–318; La Plata.

— — (1977): Berriasian invertebrate fauna from the Springhill Formation of Southern Patagonia. – Neues Jb. Geol. Paläont. Abh., **155,** Abt. 2: 216–252, 6 Abb.; Stuttgart.

SAVELIEV, A. A. (1962): Al'bskiye inotseramidy Mangyshlaka (Albian inoceramids of Mangishlak). – Trudý vses. nauchno-issled. geol.-razv. neft Inst., **196:** 219–254, 11 pls.; Leningrad.

SORNAY, J. (1965): Les Inocerames du Crétacé Inférieur en France. – Mém. Bur. Rech. géol. minièr., **34:** 393–397; Paris.

TANNER, P. W. G. (1982): Geologic evolution of South Georgia. – In CRADDOCK, C. (ed.) Antarctic Geoscience, 167–176, University of Wisconsin Press; Madison.

TAYLOR, B. J., THOMSON, M. R. A. & WILLEY, L. E. (1979): The geology of the Ablation Point-Keystone Cliffs area, Alexander Island. – Scient. Rep. Br. Antarct. Surv., **82,** 65 pp., 10 pls.; London.

THOMSON, M. R. A. (1983): „European" ammonites in the Lower Cretaceous of Antarctica. – This volume.

THOMSON, M. R. A., TANNER, P. W. G. & REX, D. C. (1982): Fossil and radiometric evidence for ages of deposition and metamorphism of sedimentary sequences on South Georgia. – In CRADDOCK, C. (ed.) Antarctic Geoscience, 177–184, University of Wisconsin Press; Madison.

THOMSON, M. R. A. & WILLEY, L. E. (1972): Upper Jurassic and Lower Cretaceous *Inoceramus* (Bivalvia) from south-east Alexander Island. – Br. Antarct. Surv. Bull., **29:** 1–19, 10 figs.; London.

TRÖGER, K.-A. (1981): German Democratic Republic. – In REYMENT, R. A. & BENGTSON, P. (ed.) Aspects of Mid-Cretaceous Regional Geology, 1–28, Academic Press; London.

WATERHOUSE, J. B. & RICCARDI, A. C. (1970): The Lower Cretaceous bivalve *Maccoyella* in Patagonia and its paleogeographic significance for continental drift. – Ameghiniana, **7:** 281–296, 1 pl.; Buenos Aires.

WILCKENS, O. (1947): Paläontologische und geologische Ergebnisse der Reise von Kohl-Larsen (1928–29) nach Süd-Georgien. – Abh. senckenb. naturforsch. Ges., **474,** 66 pp., 9 Taf.; Frankfurt.

WOLLEMANN, A. (1906): Die Bivalven und Gastropoden des norddeutschen Gaults (Aptiens und Albiens). – Jb. preuß. geol. Landesanst. **27:** 259–300, Taf. 6–10; Berlin.

WOODS, H. (1911): A monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. – Palaeontogr., Soc., Monogr., **2** (Pt. 7): 261–284, pls., 45–50; London.

— — (1917): The Cretaceous faunas of the north-eastern part of the South Island of New Zealand. – Palaeont. Bull., New Zealand Geol. Surv., **4,** 41 pp., 20 pls.; Wellington.

ZAKHAROV, V. A. (1968): Izmeneniye kompleksov vidov dvustvorchatykh mollyuskov na granitse yurskogo i melovogo periodov v boreal'noi i arkticheskoi zoogeograficheskikh oblastyakh (Changes of complexes of bivalve species at the boundary between the Jurassic and Cretaceous periods in the Boreal Arctic zoogeographic regions). – Trudý Inst. Geol. Geofiz. sib. Otd., **48:** 90–100; Novosibirsk.

Zitteliana	10	407–412	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

„European" ammonites in the Lower Cretaceous of Antarctica

By

M. R. A. THOMSON*)

With 2 text figures

ABSTRACT

Lower Cretaceous sedimentary rocks in south-eastern Alexander Island, Antarctica contain a variety of ammonites which bear striking similarities to European species. Two groups, one dominated by small heteromorphs and the other by non-heteromorph species, occur side by side in the same rock sequence and yet seem to indicate stratigraphical ages that differ by approximately one stage. Aconeceratids, eotetragonitids and some large heteromorphs favour an early Aptian-early Albian age that is generally consistent with the normally accepted ranges of associated bivalve and belemnite genera. However, acrioceratids, crioceratids and silesitids closely parallel the faunal succession seen in Europe and suggest a late Hauterivian-late Barremian age for the same 1200 m thick part of the succession. Although the younger age has been favoured in recent geological literature on the area, there appears to be no independent evidence which might resolve the problem conclusively.

KURZFASSUNG

Sedimentäre Unterkreide-Abfolgen im Südosten von Alexander Island in der Antarktis enthalten verschiedene Ammoniten, die eine verblüffende Ähnlichkeit mit europäischen Arten zeigen. Zwei Gruppen, einerseits kleine heteromorphe Ammoniten und andererseits nicht-heteromorphe Formen, kommen zusammen in der gleichen Gesteinsabfolge vor und zeigen ein unterschiedliches stratigraphisches Alter an, das bis zu einer Stufe differieren kann. Aconeceratiden, Eotetragonitiden und einige große heteromorphe Formen weisen auf ein Unter-Apt- bis Unter-Alb-Alter hin, dies in Übereinstimmung mit den allgemein angenommenen Reichweiten der sie begleitenden Bivalven- und Belemniten-Gattungen. Acrioceratiden, Crioceratiden und Silesitiden, mit vergleichbaren Faunenabfolgen wie in Europa, zeigen jedoch ein Spät-Hauterive- bis Spät-Barrême-Alter an für den gleichen 1200 m mächtigen Abschnitt dieser Folge. Obwohl das jüngere Alter allgemein in der neueren geologischen Literatur für dieses Gebiet angegeben wird, scheint es keinen zwingenden Grund zu geben, der dieses Problem schlüssig löst.

I. INTRODUCTION

The first ammonites collected from the late Jurassic-early Cretaceous Fossil Bluff Formation of Alexander Island (Fig. 1; TAYLOR et al., 1979) were described by HOWARTH (1958), who identified the presence of Aptian strata on the basis of *"Ancyloceras" patagonicum* STOLLEY, *Sanmartinoceras patagonicum* BONARELLI and *Silesites* aff. *trajani* (TIETZE). Beds containing *Sanmartinoceras* were more specifically referred to the Upper Aptian. Subsequent collections of the early Cretaceous faunas contained a number of poorly preserved species which, nevertheless, showed close similarities to European Hauterivian, Barremian and Aptian genera (THOMSON, 1972). Although these did not all occur in the same stratigraphical order as their supposed counterparts in Europe, it was believed that the presence of complex thrust zones (ADIE, 1964; HORNE, 1967) could account for these apparent inconsistencies. However, it is now recognized that the so-called thrust zones, some of which exceed 100 m in thickness, were caused by slumping (BELL, 1975; TAYLOR et al., 1979) and that this has not caused any widespread repetition of strata or apparent reversals of the stratigraphical succession. Further confusion arises because the heteromorph groups in particular on the one hand, and most other ammonite groups on the other, seem to indicate conflicting biostratigraphical ages, even though they occur in the same beds. What then is the significance of the faunas?

*) British Antarctic Survey, Natural Environment Research Council, High Cross, Madingley Road, Cambridge CB3 OET, UK.

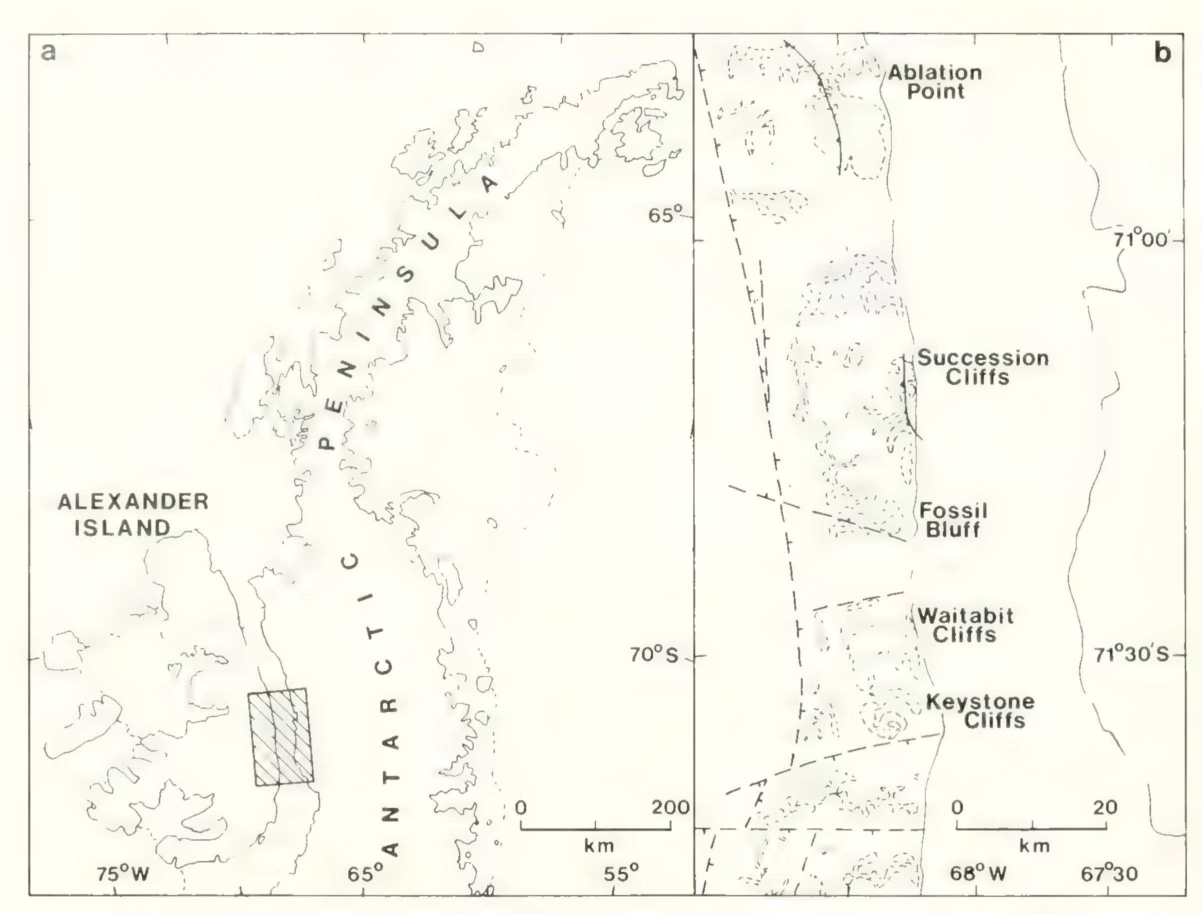


Fig. 1. a) Location map showing the position of Alexander Island in relation to the Antarctic Peninsula. The area discussed (Fig. 1b) is shaded. – b) Sketch map of part of eastern Alexander Island, showing outcrops of the late Jurassic-early Cretaceous Fossil Bluff Formation and the localities mentioned in the text. Heavy dashed lines are faults, solid lines are thrust faults (triangles indicate the overthrust sheet).

The principal species involved in this enigmatic faunal succession are summarized schematically in Fig. 2, which represents a composite, 1200 m thick biostratigraphical succession for Lower Cretaceous strata exposed at Fossil Bluff, Waitabit Cliffs and Keystone Cliffs (Fig. 1). Detailed accounts of the stratigraphy are given in TAYLOR et al. (1979) and descriptions of most of the ammonite species involved appear in THOMSON (1974).

II. HETEROMORPH FAUNAS

The first heteromorph fauna occurs about 320 m above the base of the section at Fossil Bluff (Fig. 2) and consists of *Acrioceras* and *Crioceratites*. The *Acrioceras* differs from most European species of the genus by its lack of tuberculate ribs on the shaft and hook and it was originally compared to an American form, *A. voyanum* ANDERSON (THOMSON, 1974). Like the Antarctic species, the latter shows little increase in whorl height after the spire and, although it has tubercles on the shaft, they are small and inconspicuous (ANDERSON, 1938; IMLAY, 1960). However, one European species, *A. meriani* (OOSTER), lacks tubercles on the shaft and hook and in retrospect it is probably a better match with the Antarctic form. OOSTER's (1860, pl. 39, fig. 6) example is the closest in that it shows less increase in whorl height on the shaft and hook than is apparent in his illustrations of other specimens (cf. OOSTER, 1860, pl. 39, figs 1 and 2). A section of body chamber from the same beds shows a striking resemblance to that of species in the *Crioceratites nolani* (KILIAN)-*C. duvali* LEVEILLE group. Its ornament of moderately sized trituberculate ribs, separated by up to eight, sometimes bifurcate ribs accords well with the characteristics of the European forms as outlined by THOMEL (1964) and IMMEL (1978). Unfortunately the early whorls are preserved as a faint incomplete impression only, and a confident identification is not possible without them. *Acrioceras meriani* occurs in the late Hauterivian and Barremian of Europe (SARKAR, 1955) and *A. voyanum* in the middle Hauterivian of California and Oregon (IMLAY, 1960); *Crioceratites nolani* and *C. duvali* are widely distributed in the early Hauterivian-early Barremian of the Tethyan realm (THOMEL, 1964; IMMEL, 1978).

Approximately 300 m stratigraphically higher in the section at Waitabit Cliffs occurs a coarsely ribbed crioceratitid that is reminiscent of species of *Paracrioceras* SPATH. First known from some small inner whorls with trituberculate ribs and almost no intermediate ribs, it was compared to *Emericiceras* SARKAR (THOMSON, 1974). Further collecting produced a

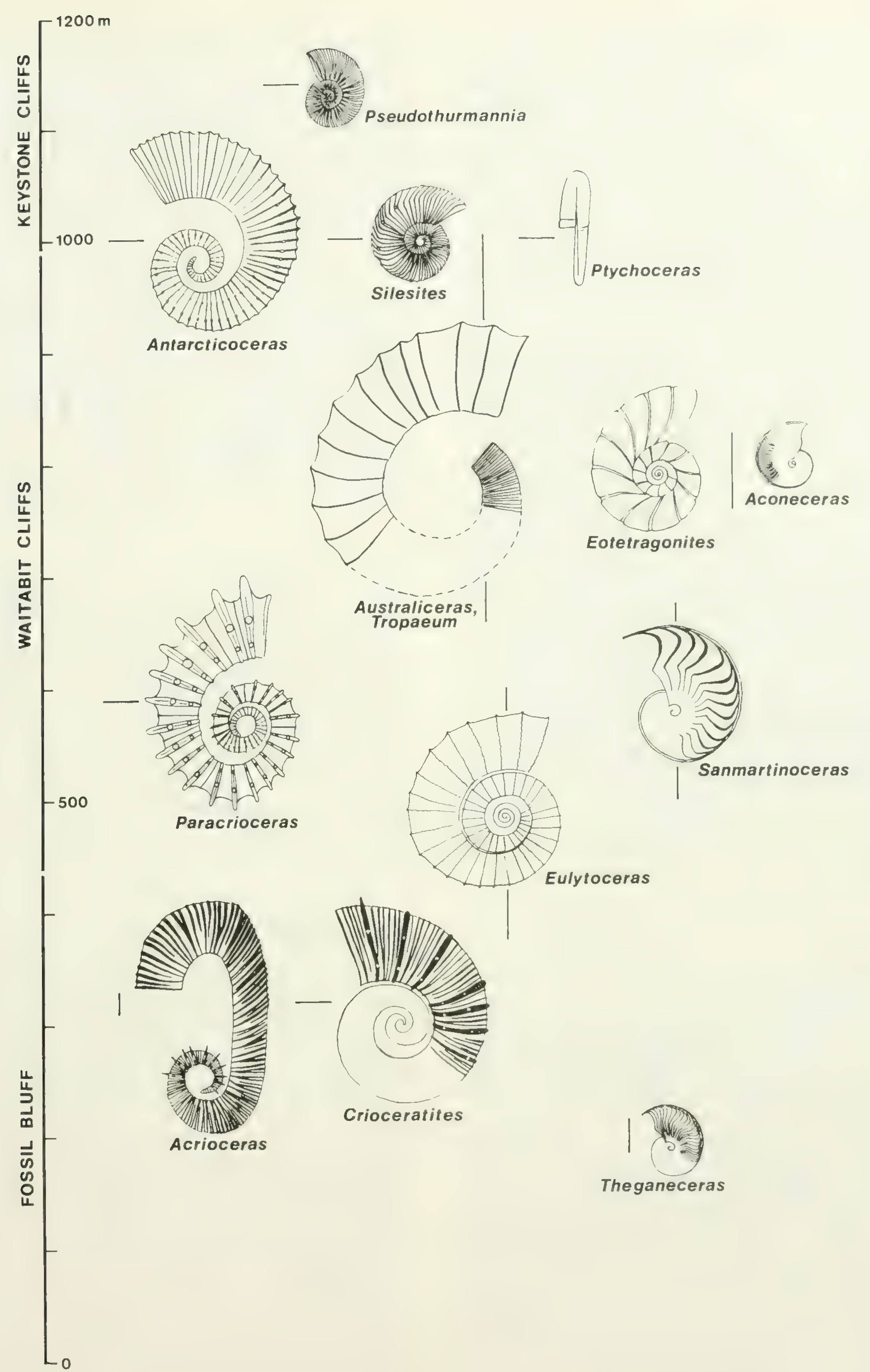


Fig. 2. Diagram depicting the ammonite succession in part of the Lower Cretaceous of Alexander Island. The section is a composite one, based on measured sections that were cross-correlated in the field. All ammonites are depicted at half natural size, except for the *Australiceras/Tropaeum*-like form which is one eighth natural size.

crushed mould, approximately 70 mm in diameter. Although poorly preserved, it shows the same basic ornament at all growth stages and clearly exhibits the coarse ribs and massive spinose tubercles depicted in the cartoon (Fig. 2) – a style of ornament that is well developed in *Paracrioceras elegans* (KOENEN, 1902, pl. 24, fig. 2). In several instances the coarse ribs have a median groove and on the early whorls some ribs are clearly double (THOMSON, 1974, pl. IIe). This may be analogous to the looping of major ribs with an adjacent minor rib, described by RAWSON (1975) in specimens of *P. occultum* (SEELEY) from eastern England. *P. elegans* occurs in the mid Barremian of northern Germany (IMMEL, 1978) and probably also in eastern England (SPATH, 1924).

The succeeding 300 m of the sequence lack age-diagnostic heteromorphs. Many fragments of small ancyloceratids with stout ribs all of one size and originally compared to "*Ancyloceras*" *patagonicum* STOLLEY from South America (HOWARTH, 1958) are known from this interval, but no complete examples have been found and their systematic status is uncertain (THOMSON, 1974). In addition there are sporadic occurrences of fragments from large crioceratitid-coiled species whose original shells must have been in the range of 40–60 cm diameter. Their finely ribbed inner whorls were compared to those of *Australiceras* and *Tropaeum* (THOMSON, 1974). Further collecting in southern Alexander Island has produced associated pieces of large body chambers with a modified ornament of very coarse, widely separated simple ribs only, similar to that on body chambers of these two Aptian ancyloceratid genera (cf. CASEY, 1960, 1961a). Comparable shell forms and ornament also occur in late Hauterivian-mid Barremian crioceratitids of the *Hoplocrioceras fissicostatum* (ROEMER)-*H. aequicostatum* (KOENEN) group (cf. KOENEN, 1902, pl. XXII, fig. 2, pl. XXX, fig. 3). However, in that group the denser ribbing of the earlier whorls tends to be bundled at umbilical tubercles – a feature not present on the Antarctic specimens.

The 1000 m level in the composite section (Fig. 2) is represented at Keystone Cliffs by the lowest undisturbed beds that rest on a major slump zone forming the lower part of the cliffs. The strata contain a varied fauna which includes a distinctive medium-sized crioceratitid heteromorph – *Antarcticoceras* THOMSON (1974). It has stout ribs that are trituberculate at first but which successively lose the dorsal tubercle and then the ventro-lateral and ventral ones, resulting in a late stage with non-tuberculate ribs that are more closely spaced than in the early stages. This ammonite shows a striking resemblance to *Spinocrioceras* KEMPER (1973) from the Upper Barremian of Germany, the only differences being that the German form has a greater number of whorls at a given size and has yet to show evidence of a late-stage modification of ornament. An uncommon constituent of the same fauna is a small species of *Ptychoceras* (Fig. 2). As pointed out by YEGOYAN (1968) the genus is not well known but the Antarctic species seems to compare closely with the unusually well preserved specimens he illustrated from the Upper Aptian of the Caucasus. It has a smooth three-limbed shell typical of the genus and shows the apertural contraction on the final chamber. It is even smaller than YEGOYAN's (1968, fig. 1, 7) *P. parvum*.

Finally, the youngest fauna in the sequence occurs approximately 140–150 m above the *Antarcticoceras* fauna. It consists of a few poorly preserved small species including doubtful examples of *Macroscaphites* and *Hemihoplites* and rather better specimens of an evolute form with ribs bundled at umbilical tubercles. Except for the more flexuous course of its ribs, it closely resembles *Pseudothurmannia mortilleti* (PICTET & LORIOL). If this identification is correct, the ammonite appears to be out of place in relation to the other "late Hauterivian-late Barremian" species in the sequence. *P.* cf. *mortilleti* is a late Hauterivian-early Barremian species, yet at Keystone Cliffs it is the youngest ammonite in the sequence under discussion.

III. NON-HETEROMORPH FAUNAS

Non-heteromorph ammonites occur lower in the section at Fossil Bluff than the *Acrioceras-Crioceratites* fauna. About 200 m above the base is a 30 m thick zone in which small aconeceratids are common, not only there but also in a correlated sequence 8 km to the north. Characterized by numerous fine but distinct falcoid riblets, intermediate in size between those of *Aconeceras* and *Sanmartinoceras* s. s., they probably represent a species of *Sanmartinoceras (Theganeceras)*. Hitherto the subgenus would appear to be restricted to strata of early Aptian age only (CASEY, 1961b; KENNEDY & KLINGER, 1979) and yet at Fossil Bluff it occurs below beds containing crioceratitid heteromorphs with late Hauterivian affinities. Although the presence of *Theganeceras* argues against the sequence being much older than early Aptian, it should be borne in mind that little is known of early aconeceratids (there is apparently nothing in their fossil record to connect *Protaconeceras* of the Hauterivian (CASEY, 1954) and the first *Aconeceras* of the Barremian-Aptian) and this record could be in Antarctica.

The presence of *Eulytoceras* in beds spanning the interval between the *Acrioceras-Crioceratites* and *Paracrioceras* faunas is consistent with the late Hauterivian-mid Barremian age suggested by the heteromorphs. The presence of *Sanmartinoceras* s. s. in the 500–670 m interval (fig. 2), however, is more problematical. The age of *Sanmartinoceras* has been the subject of much debate but it was concluded (WATERHOUSE & RICCARDI, 1970; THOMSON, 1974) that the genus indicated a general Aptian age. More recently the genus has been reported from the Upper Barremian of Zululand (KENNEDY & KLINGER, 1979). However, it has long been considered that the *Sanmartinoceras* in Alexander Island is conspecific with *S. patagonicum* BONARELLI of Argentina (HOWARTH, 1958; THOMSON, 1974), still regarded as an Aptian species (RICCARDI & ROLLERI, 1980).

The youngest ammonite fauna in the measured section at Waitabit Cliffs (760–830 m, Fig. 2) includes *Eotetragonites* and *Aconeceras*. In previous stratigraphical interpretations of the Alexander Island faunas, considerable weight was placed on the *Eotetragonites* which resembles late Aptian and early Albian species from California *(E. wintunius* ANDERSON and *E. gardneri* MURPHY) and Europe *(E. balmensis* BREISTROFFER) (THOMSON, 1972, 1974). It has slanting constrictions that

divide the whorl flanks into triangular sections, unlike those of the earlier protetragonitids which are more radial and widely spaced, and it differs from Barremian-early Aptian *Melchiorites* in being more evolute and lacking a ventral projection to the constrictions (cf. AVRAM, 1978, pls I & IV). Species of *Aconeceras* are difficult to separate and *A. nisoides,* which the Antarctic form most closely resembles, has been reported from rocks of Barremian to early Albian age (CASEY, 1961b). No aconeceratids are known in the Fossil Bluff Formation above this occurrence.

Non-heteromorph ammonites are associated with the *Antarcticoceras* fauna of Keystone Cliffs and include a coarsely ribbed phylloceratid that is probably identical with *Phyllopachyceras aureliae* (FERUGLIO) from Patagonia and is also closely similar to the European *P. infundibulum* (D'ORBIGNY) and *P. winckleri* (UHLIG). Also present are a variety of silesitids with affinities to the European *Silesites seranonis* (D'ORBIGNY) – *S. trajani* (TIETZE) complex. These were given a new name – *S. antarcticus* THOMSON (1974) – but further collecting suggests that more than one species may be involved. Amongst the new material are specimens showing ventrolateral tubercles like those present on late stages of *S. seranonis* and *S. trajani.* A specimen with more widely spaced ribs that resembles *S. vulpes* (COQUAND) was found at the same stratigraphical level in Antarctica. All the closest European counterparts of this fauna are late Barremian in age.

Although the *Antarcticoceras-Silesites* fauna of Keystone Cliffs has a marked Barremian appearance, it occurs above the *Eotetragonites* beds and might therefore be expected to be Albian in age. There is little likelihood of a faulted relationship with the section at Waitabit Cliffs, because the same sequence is seen at Succession Cliffs (Fig. 1) and the faunal succession must therefore be taken as real. Some doubt is cast on a Barremian age by the presence of *Ptychoceras.* Although the genus has been reported from the Barremian, species of that age typically have some ornament of rudimentary ribbing – smooth species like the Antarctic one are more characteristic of the Upper Aptian and Albian.

IV. DISCUSSION

Taken as a whole the Alexander Island faunas cannot be matched with faunas elsewhere. There appear to be two parallel successions of ammonite species from the same 1200 m sequence of rocks indicating internally consistent progressions of stratigraphical ages that are about one stage out of phase with each other, i. e. the smaller heteromorphs suggesting a late Hauterivian-late Barremian age, and most of the non-heteromorph species suggesting an early Aptian-early Albian age. Bearing in mind the deficient preservation of nearly all the fossils in the Fossil Bluff Formation (they are preserved as moulds and casts and the ammonites usually lack remains of the sutures and inner whorls) it is possible that the picture may be confused by incorrect identifications and the presence of undetected homeomorphs. However, it is unlikely that such explanations would apply to a whole succession of faunas. Precise identifications aside, there are the undeniable gross similarities of the two faunal successions recognized with late Hauterivian-late Barremian species on the one hand and early Aptian-early Albian species on the other.

A more plausible explanation may be that one group of ammonites is recording the true stratigraphical age of the rocks in the European sense, whereas the other represents a number of late arrivals or alternatively a number of earlier stocks which later migrated into Europe.

In any final assessment of the true age of these faunas, other stratigraphically important invertebrate groups must also be taken into consideration. Particularly significant are the inoceramid bivalves (THOMSON & WILLEY, 1972; CRAME, this symposium). About 200 m above the base of the composite section (Fig. 2), i. e. below the *Theganeceras* fauna, inoceramids of the *Inoceramus neocomiensis* (D'ORBIGNY) group are common. Although this group ranges down into the Neocomian, as its name implies, they are commonest in the Aptian, and the Antarctic specimens compare best with Aptian members of the group. Large representatives of the *I. concentricus* (PARKINSON) group occur in the sequence between the *Sanmartinoceras* and *Eotetragonites* faunas. These would favour a middle to late Albian age – even younger than that suggested by the ammonites. A third fauna from the *Antarcticoceras-Silesites* beds consists of a form similar to the Albian *I. anglicus* WOODS.

The bivalve *Aucellina* occurs over the entire range of the sedimentary rocks discussed here. Although normally regarded as an Aptian-Turonian genus (COX in MOORE, 1969, p. N376), there are suggestions that it may range down into the Barremian in the Northern Hemisphere (e. g. JELETZKY, 1970, table XI–8), and in Patagonia it occurs with the Hauterivian-Barremian ammonite *Favrella* (RICCARDI, 1971: 275).

Few belemnites have been collected from the part of the sequence under discussion here but WILLEY (1972) has described a number of dimitobelids. The presence of *Peratobelus* at Waitabit Cliffs between the *Sammartinoceras* and *Eotetragonites* beds favours an Aptian age for the strata there. *Dimitobelus* appears to be relatively common at Succession Cliffs, where *Eotetragonites* and *Antarcticoceras* faunas are present. The genus is well known in the Albian and Cenomanian of Australasia (WILLEY, 1972: 40), although it has also been reported in beds of possible "late Neocomian" (= pre-Aptian Cretaceous) age in northern Australia (SKWARKO, 1966).

None of this evidence offers overwhelming support for either of the two age alternatives offered here, although previously the author has favoured the younger, early Aptian-early Albian interpretation (THOMSON, 1974; TAYLOR et al., 1979). The non-ammonite groups mentioned above are perhaps more typical of Aptian-Albian strata but almost all appear to have earlier records as well. The inoceramid bivalves represent an excellent tool for stratigraphical correlation within Alexander Island (THOMSON & WILLEY, 1972; CRAME, this symposium) but morphological types repeat themselves many times within the lineage and care must be taken when ascribing them a specific stratigraphical age. In the Ablation point area of Alexander Island there is an excellent Tithonian-Berriasian faunal succession (THOMSON, 1979; CRAME, 1982) and an apparently unbroken sedimentary sequence

which passes up into the sequence discussed here. No conclusive evidence of the Valanginian-Barremian, however, has yet been found. An interpretation favouring a late Hauterivian-late Barremian age for the beds between Fossil Bluff and Keystone Cliffs, suggested by the smaller heteromorph ammonites, would go a long way to spanning this apparent stratigraphical gap.

Acknowledgements

The author is indebted to many palaeontologists who have helped to identify and commented on these enigmatic faunas. Recent discussions with Dr. P. F. RAWSON (Queen Mary College, University of London) and my colleague, Dr. J. A. CRAME have been particularly helpful.

REFERENCES

ADIE, R. J. (1964): Geological history. – In: PRIESTLEY, R. E., ADIE, R. J. & ROBIN, G. de Q. (ed.): Antarctic research, p. 118–162, Butterworth & Co (Publishers) Ltd.; London.

ANDERSON, F. M. (1938): Lower Cretaceous deposits in California and Oregon. – Spec. Pap. geol. Soc. Am., **16,** 339 pp., 83 pls.; Washington.

AVRAM, E. (1978): Observations sur les espèces d'ammonites de la région de Svinita (Banat) décrites par Tietze (1872) et Uhlig (1883). – C. r. Seanc. Inst. géol. Geophys. Roumanie, **64,** (3), Paléontologie, p. 9–25, 4 pls.; Bucarest.

BELL, C. M. (1975): Structural geology of parts of Alexander Island. – Br. Antarct. Surv. Bull., **41 & 42:** 43–58, Cambridge.

CASEY, R. (1954): *Falciferella,* a new genus of Gault ammonites, with a review of the family Aconeceratidae in the British Cretaceous. – Proc. Geol. Ass., **65,** (3): 262–277, pl. 7; London.

— — (1960): A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. Part 1. – Palaeontogr. Soc. [Monogr.], pp. i–xxxvi, 1–44, pls. I–X; London.

— — (1961a): A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. Part 2. – Palaeontogr. Soc. [Monogr.], pp. 45–118, pls. XI–XXV; London.

— — (1961b): A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. Part 3. – Palaeontogr. Soc. [Monogr.], pp. 119–216, pls. XXVI–XXXV; London.

CRAME, J. A. (1982): Late Jurassic inoceramid bivalves from the Antarctic Peninsula and their stratigraphical use. – Palaeontology, **25:** 555–603, pls. 57–59; London.

— — (1983): Lower Cretaceous bivalve biostratigraphy of Antarctica. – Zitteliana **10:** , pls. ; München.

HORNE, R. R. (1967): Structural geology of part of south-eastern Alexander Island. – Br. Antarct. Surv. Bull., **11:** 1–22; London.

HOWARTH, M. K. (1958): Upper Jurassic and Cretaceous ammonite faunas of Alexander Land and Graham Land. – Scient. Rep. Falkld Isl. Depend. Surv., **21,** 16 pp., 5 pls.; London.

IMLAY, R. W. (1960): Ammonites of early Cretaceous age (Valanginian and Hauterivian) from the Pacific Coast states. – Prof. Pap. U.S. geol. Surv., **334-F:** 167–228, pls. 24–43; Washington.

IMMEL, H. (1978): Die Crioceratiten (Ancyloceratina, Ammonoidea) des mediterranen und borealen Hauterive-Barreme (Unterkreide). – Palaeontographica, A, **163:** 1–85, pls. 1–9; Stuttgart.

JELETZKY, J. A. (1970): Cretaceous macrofaunas. – In DOUGLAS, R. J. W. (ed.). Geology and economic minerals of Canada, p. 649–662, pls. XXV–XXVIII, Department of Energy, Mines and Resources; Ottawa.

KEMPER, E. (1973): Die Unterkreide im Untergrund der Gehrdener Berge und in der Deister-Mulde. – Ber. naturhist. Ges. Hannover, **117;** 29–54, 1 Taf.; Hannover.

KENNEDY, W. J. & KLINGER, H. C. (1979): Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite superfamily Haplocerataceae Zittel, 1884. – Ann. S. Afr. Mus., **77,** (6): 85–121, 20 figs.; Cape Town.

KOENEN, A. V. (1902): Die Ammonitiden des norddeutschen Neocom (Valanginien, Hauterivien, Barrêmien und Aptien). – Abh. preuss. geol. Landesanst., N. F. **24,** 451 S., 55 Taf.; Berlin.

MOORE, R. C. (ed.) (1969): Treatise on invertebrate paleontology Pt. N. Mollusca 6. Bivalvia, Vol. 1, p. 1–489. – The Geol. Soc. of America and The University of Kansas; Lawrence.

OOSTER, W. A. (1860): Pétrifactions remarquables des Alpes suisses. Catalogue des céphalopodes fossiles des Alpes suisses. p. 1–100, pls. 28–61, Librarie de H. Georg; Genève.

RAWSON, P. F. (1975): The interpretation of the lower Cretaceous heteromorph ammonite genera *Paracrioceras* and *Hoplocrioceras* SPATH, 1924. – Palaeontology, **18,** (2): 275–283, pl. 43; London.

RICCARDI, A. C. (1971): Estratigráfia en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. – Rev. Mus. La Plata, N. S., Geología, **7;** 245–318; La Plata.

— — & ROLLERI, E. O. (1980): Cordillera patagonica austral. – In: Segundo simposio de geología regional Argentina. Vol. II. p. 1173–1306. Academia Nacional de Ciencias; Córdoba.

SARKAR, S. (1955): Révision des ammonites déroulées du Crétacé inférieur du sud-est de la France. – Mém. soc. géol. Fr., N. S., **72,** 176 pp., 11 pls.; Paris.

SKWARKO, S. K. (1966): Cretaceous stratigraphy and palaeontology of the Northern Territory. – Bull. Bur. miner. Resour. Geol. Geophys., **73,** 133 pp., 15 pls.; Canberra.

SPATH, L. F. (1924): On the ammonites of the Speeton Clay and the subdivisions of the Neocomian. – Geol. Mag., **61,** (2): 73–89; Cambridge.

TAYLOR, B. J., THOMSON, M. R. A. & WILLEY, L. E. (1979): The geology of the Ablation Point-Keystone Cliffs area, Alexander Island. – Scient. Rep. Br. Antarct. Surv., **82,** 65 pp., 10 pls.; London.

THOMEL, G. (1964): Contribution a la connaissance des cephalopodes crétacés du sud-est de la France. Note sur les ammonites déroulées du Crétacé inférieur vocontien. – Mém. Soc. géol. Fr., N. S., **101,** 80 pp., 12 pls.; Paris.

THOMSON, M. R. A. (1972): Ammonite faunas of south-eastern Alexander Island and their stratigraphical significance. – In ADIE, R. J. (ed.): Antarctic geology and geophysics, p. 155–160, 3 figs. Universitetsforlaget; Oslo.

— — (1974): Ammonite faunas of the Lower Cretaceous of south-eastern Alexander Island. – Scient. Rep. Br. Antarct. Surv., **80,** 44 pp., 5 pls.; London.

— — (1979): Upper Jurassic and Lower Cretaceous ammonite faunas of the Ablation Point area, Alexander Island. – Scient. Rep. Br. Antarct. Surv., **97,** 37 pp., 7 pls.; Cambridge.

— — & WILLEY, L. E. (1972): Upper Jurassic and Lower Cretaceous *Inoceramus* (Bivalvia) from south-east Alexander Island. – Br. Antarct. Surv. Bull., **29:** 1–19, 10 figs.; London.

WATERHOUSE, J. B. & RICCARDI, A. C. (1970): The Lower Cretaceous bivalve *Maccoyella* in Patagonia and its paleogeographic significance for continental drift. – Ameghiniana, **7,** (3): 281–296, 1 pl.; Buenos Aires.

WILLEY, L. E. (1972): Belemnites from south-eastern Alexander Island: I. The occurrence of the family Dimitobelidae in the Lower Cretaceous. – Br. Antarct. Surv. Bull., **28:** 29–42, 5 figs.; London.

YEGOYAN, V. L. (1968): Identification of the genus *Ptychoceras* D'ORBIGNY. – Dokl. (Proc.) Acad. Sci. U.S.S.R., Earth Sci. Sect., **182,** (5): 228–230, 1 fig.; Washington.

Zitteliana	10	413–425	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Palaeobiogeographic affinities of Upper Cretaceous ammonites of Northern Germany

By

HERBERT CHRISTIAN KLINGER & JOST WIEDMANN*)

With 16 text figures

KURZFASSUNG

Am verbliebenen Material von C. SCHLÜTER's Monographien ,,Beiträge zur Kenntnis der jüngsten Ammoneen Norddeutschlands" (1867) und ,,Cephalopoden der oberen deutschen Kreide" (1871–76) werden paläobiogeographische Beziehungen der deutschen Oberkreide-Ammonitenfauna aufgezeigt. Zahlenmäßig dominieren in der Fauna die Heteromorphen, besonders die Scaphiten und Vertreter der Nostoceratinae-Diplomoceratinae.

Das Auftreten von typischen ,,borealen" Elementen, wie *Schloenbachia* und *Hyphoplites* während des Cenoman ist auffällig, sie werden begleitet von kosmopolitischen Faunen, besonders Turrilitinae. Während der übrigen Oberkreide ist die deutsche Fauna nicht so sehr durch das Auftreten von typischen ,,borealen" Elementen gekennzeichnet, sondern eher durch das Fehlen oder die Seltenheit von anderen weit verbreiteten Faunenelementen, wie den Tetragonitidae, Texanitinae, Barroisiceratinae, Kossmaticeratidae und Gaudryceratidae. Die engen Beziehungen zwischen der Fauna des alpinen Gosaubeckens mit Südafrika ist rätselhaft.

Es scheint, daß die sogenannte weltweite Verbreitung von einigen Faunen auf Fehlinterpretationen beruht; wir hoffen, dies demnächst mit einer ausstehenden Revision beweisen zu können. Hierher gehören unter anderem die Arten *Anapachydiscus wittekindi, Gauthiericeras margae, Baculites leopoliensis* etc. Gegen Ende der Kreide erscheinen bei einigen Baculiten und Scaphiten Einschränkungen in der geographischen Breite.

ABSTRACT

On the basis of a revision of the remaining figured material of CLEMENS SCHLÜTER's classical monographs "Beitrag zur Kenntnis der jüngsten Ammoniten Norddeutschlands" (1867) and "Cephalopoden der oberen deutschen Kreide" (1871–76), an attempt is made to determine the palaeobiogeographic affinities of the Upper Cretaceous German ammonite fauna. Inherent errors in interpreting palaeobiogeographic data are pointed out.

In terms of numbers of species, the fauna is dominated by the heteromorphs; especially the scaphitids and Nostoceratinae-Diplomoceratinae.

During the Cenomanian Stage the presence of typical "Boreal" faunas such as *Schloenbachia* and *Hyphoplites* is conspicuous, accompanied by widely cosmopolitan faunas, especially Turrilitinae. During the remainder of the Cretaceous the German faunas are characterized not so much by the presence of typical "Boreal" faunas, but rather by the absence or paucity of other widely distributed faunas. These include the Tetragonitidae, Texanitinae, Barroisiceratinae, Kossmaticeratidae and Gaudryceratidae. Furthermore, the close relationship between the nearby Gosau Basin of Austria with southern Africa is an enigma.

It appears that the so-called world wide distribution of some faunas may be due to misinterpretation; a short-coming we hope to rectify with the pending revision. Species include, amongst others, *Anapachydiscus wittekindi, Gauthiericeras margae, Baculites leopoliensis* etc. Towards the end of the Cretaceous, latitudinal restriction seems to occur amongst some baculitids and scaphitids.

*) H. C. KLINGER, South African Museum, P. O. Box 61, Cape Town 8000, South Africa; J. WIEDMANN, Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität, Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen.

ACKNOWLEDGEMENTS

Thanks are due to Professor Dr. H. REMY (Bonn) and Dr. S. RITZKOWSKI (Göttingen) for access to their collections, and to the ALEXANDER VON HUMBOLDT-Stiftung for financial support during H. KLINGER's stay in Tübingen, and also for covering the cost of printing of this article. Further thanks are due to the C.S.I.R. and Board of Trustees of the South African Museum for financing his visit to Munich. Financial support by D.F.G. of J. WIEDMANN's visit of South African Cretaceous is appreciated.

CONTENTS

INTRODUCTION

More than a century ago CLEMENS SCHLÜTER described the cephalopoda of the Upper Cretaceous deposits of Germany in his two classical works: "Beitrag zur Kenntnis der jüngsten Ammoneen Norddeutschlands" (1867) and "Cephalopoden der oberen deutschen Kreide" (1871-76). Up to the present day, SCHLÜTER's work remains the standard source of reference for ammonite research in West and Central Europe, and even farther afield. In addition, important parts of the stratigraphic zonation in Europe were based on SCHLÜTER's work (cf. HANCOCK & KENNEDY 1981).

Apart from the fact that names and concepts in the field of ammonite systematics have changed considerably over the past century, SCHLÜTER's figures are all lithographs. Bearing in mind the notoriety of some 19th century artists as far as incorrect, and misleading restorations are concerned, a revision based on examination of the type material is long due. Ideally, this revision should also include material collected under strict stratigraphic control, but, as WIEDMANN (1979) has pointed out and from personal experience, many of the original localities are no longer accessible. Nevertheless, this has been undertaken on modest scale by GIERS (1964), HANCOCK et al. (1972), LOMMERZHEIM (1976), SCHMID & ERNST (1975), WIEDMANN & SCHNEIDER (1979), KAPLAN et al. (in press).

With this pending revision in view, we managed to trace 85% of the figured material of SCHLÜTER's 1867 publication, and slightly more than half of his later (1871-76) work. Hopefully photographic illustration and redescription of this material will help towards clearing a number of stratigraphic and

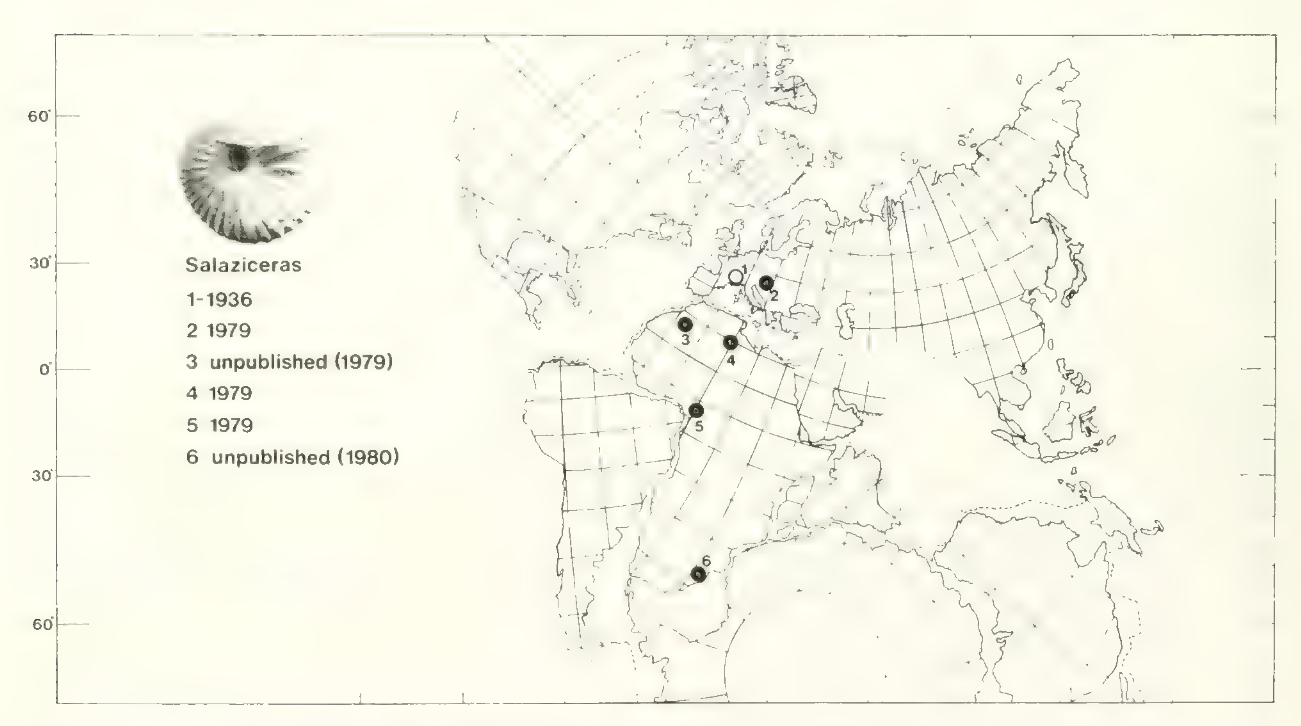


Fig. 1. Map showing change in distribution of the alleged "endemic" genus *Salaziceras* BREISTROFFER through insufficient data. (Palaeogeographic reconstructions refers in this and the following figures to about 135 MYA, i. e. the Jurassic-Cretaceous boundary.)



Fig. 2. Map showing change in distribution of genera *Colchidites* DJANELIDZE and *Heteroceras* D'ORBIGNY from virtually Tethyan ten years ago to cosmopolitan by recent data.

Fig. 3. Recent *Nautilus* found in nature reserve Cape of Good Hope, South Africa. Coll. South African Museum. Nat. size.

systematic "potential headaches" as tactfully phrased by HANCOCK & KENNEDY (1981: 543).

Arising from this revision, we have attempted to determine the palaeobiogeographical affinities (if any at all!) of the Upper Cretaceous ammonites from northern Germany. Basically this is a mere extension of WIEDMANN's (1979) correlation of the ammonite faunas of northern Germany, Regensburg, East Alpine and the western Mediterranean; more specifically northern Spain and Morocco. Here we extend comparisons to include the Malagassy and southern African successions, as recent observations on the Gosau Cretaceous have shown strong links with this Gondwana fauna (SUMMESBERGER 1979; IMMEL et al. 1982). Relevant parts of the Indopacific region are also included.

These observations overlap to a great extent with those of MATSUMOTO (1973), COLLIGNON (1977) and HANCOCK & KENNEDY (1981), hence we concentrate to a greater extent on the faunal affinities, rather than strict stratigraphic correlation.

Factors influencing the interpretation of palaeobiogeographic data were recently summarized by KENNEDY & COBBAN (1976) (see also KENNEDY & JUIGNET 1976). To illustrate the thin ice on which we are treading, the distribution of the taxa *Salaziceras* BREISTROFFER (Fig. 1) and *Heteroceras* D'ORBIGNY and *Colchidites* DJANÉLIDZE (Fig. 2) is illustrated on the basis of data collected over the last ten years as well as recent *Nautilus*. The distribution of *Salaziceras* has changed from endemic to virtually pandemic; *Colchidites* and *Heteroceras* have changed from latitudinally restricted, typical tethyan taxa to cosmopolitian (barring the typical European Boreal Realm), and *Nautilus* is now known from the Cape of Good Hope (Fig. 3).

FAUNAL COMPOSITION

In terms of numbers of species, we see that the fauna is dominated by heteromorphs; especially the scaphitids and the Nostoceratinae-Diplomoceratinae plexus, followed by the Turrilitinae, Baculitinae and Anisoceratinae. Amongst the "normally"-coiled ammonites, the Pachydiscidae, Collignoniceratidae and Acanthoceratidae are dominant, with really insignificant proportions of Phylloceratidae, Tetragonitidae, Gaudryceratidae and Puzosiinae – the latter in terms of relative abundance as well.

FAUNAL DISTRIBUTION THROUGH TIME

A. CENOMANIAN
(Fig. 4, 5)

The Cenomanian is characterized by transgressions in many parts of the world. Lowermost Cenomanian faunas of this transgression were recently described by WIEDMANN & SCHNEIDER (1979) from Mülheim-Broich. These include *Utaturiceras vicinale*, a species hitherto only recorded from the Cenomanian of India and Madagascar (but probably also present in Zululand), thereby again illustrating how lack of data can slant palaeobiogeographical interpretation.

A characteristic of the German Cenomanian is the presence of typical "Boreal" and cosmopolitan faunas. The Albian Hoplitinid or European Province (OWEN 1971, 1973) is still present; the dominant genera now being *Schloenbachia* and *Hyphoplites*. Where these occur, they are the dominant elements of the ammonoid fauna. Co-occuring with these "Boreal", restricted faunas, are true cosmopolitan forms, of which especially the Turrilitinae (Fig. 5) are conspicuous, including species *Turrilites costatus, T. acutus, T. scheuchzerianus, Neostlingoceras carcitanense, Hypoturrilites gravesianus, H. tuberculatus, Mariella* spp. etc. Other heteromorph cosmopolitan forms include *Sciponoceras baculoide, Scaphites* spp., *Idiohamites* spp. and *Anisoceras* spp. Amongst the Acanthoceratidae many cosmopolitan species also occur, including *Metoicoceras geslinianum, Acompsoceras sarthense, Mantelliceras mantelli* etc. All these allow for worldwide correlation during the Cenomanian (Fig. 4).

Conspicuous absentees from the European Boreal are the Tetragonitidae, which seem to follow the Tethyan/Boreal border very closely in Europe (WIEDMANN 1973); a trend which is to continue with few exceptions throughout the Cretaceous. The acanthoceratid *Graysonites* has not yet been recorded from Boreal Europe, but this may be due to non-exposure. It is known from Spain (WIEDMANN 1978, 1980).

The boundaries between the European Boreal Realm and the Tethys are perfect examples of filter routes. What we do not know is what the element is which is responsible for this selective distribution. The most common cause cited is temperature, but this has been disproved (see KENNEDY & COBBAN 1976 for summary); instead HALLAM's (1969, 1972) fluctuating environment model appears closer to the truth. WIEDMANN et al. (1978, 1980) ascribe the presence of Boreal faunas in Morocco due to upwelling.

This division between European Boreal and cosmopolitan or non-Boreal faunas is to continue throughout the Cretaceous with differing degree. What does emerge from the distributional pattern is that this barrier cuts across systematic and morphological boundaries.

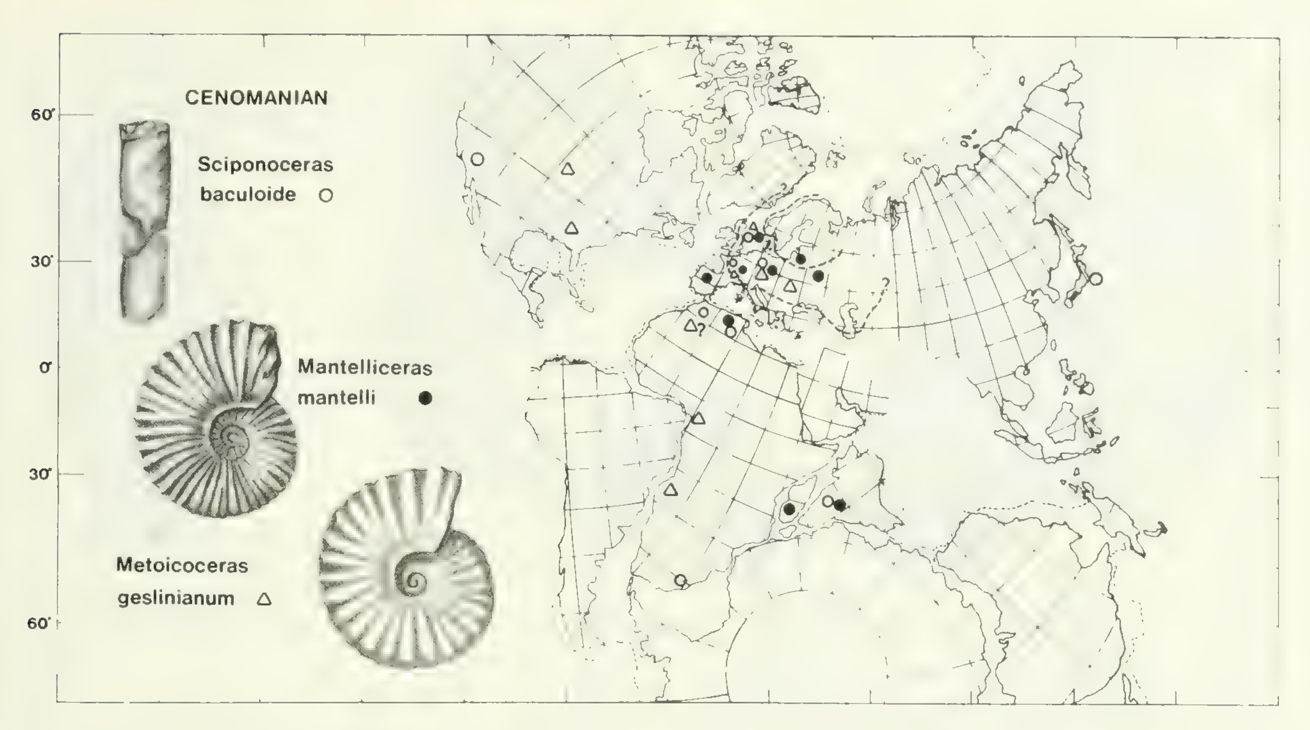


Fig. 4. Map showing cosmopolitan distribution of some taxa in the Cenomanian, and the outline of the Albian "Hoplitinid" Realm.

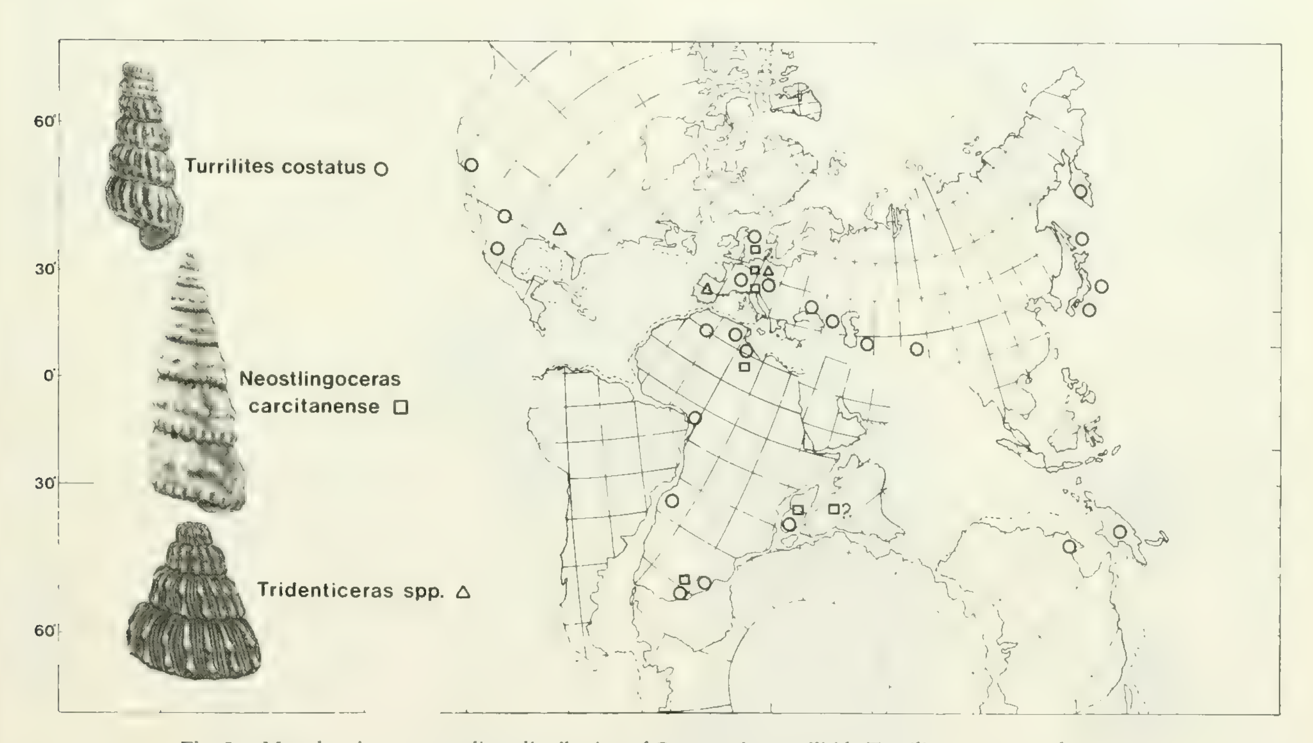


Fig. 5. Map showing cosmopolitan distribution of Cenomanian turrilitids *Turrilites costatus* and *Neostlingoceras carcitanense* in contrast to disjunct distribution of the Coniacian turrilitid genus *Tridenticeras*, illustrating that shell morphology in this case seems to have little influence on distributional pattern.



Fig. 6. Photograph of original of *Turrilites cenomanensis* SCHLÜTER to illustrate idealized reconstruction. Nat. size.

B. TURONIAN
(Fig. 7)

The Turonian ammonites of northern Germany differ in their affinities from group to group. Unlike their Cenomanian counterparts, the heteromorphs show peak endemism, and in addition, seem to be facies controlled. These include *Otoscaphites bladenensis, Scaphites geinitzi* s. l., *Hyphantoceras reussianum, Pseudoxybeloceras (Christopheroceras) multinodosum, Allocrioceras angustum, A. strangulatum;* all mainly known from the Turonian of Germany and England (see WRIGHT 1979). An exception seems to be the baculitid *Sciponoceras bohemicum* which has been tentatively reported from Japan and California. Much of this apparent endemism may possibly be due to inconsistent systematic procedure, resulting from extreme intraspecific variation. Similarly, some species have been interpreted too widely. Thus reports of *Hyphantoceras reussianum* from the Lower Campanian of Madagascar are certainly based on misidentification.

Peak endemism amongst heteromorphs is recorded from Japan, and correlation with Europe on the basis of these is impossible at specific level. In contrast, Madagascar, which has gained virtual notoriety for its diverse heteromorph fauna during all the other stages of the Cretaceous is now characterized by the virtual absence of these. In southern Africa no onshore Turonian sediments have yet been found.

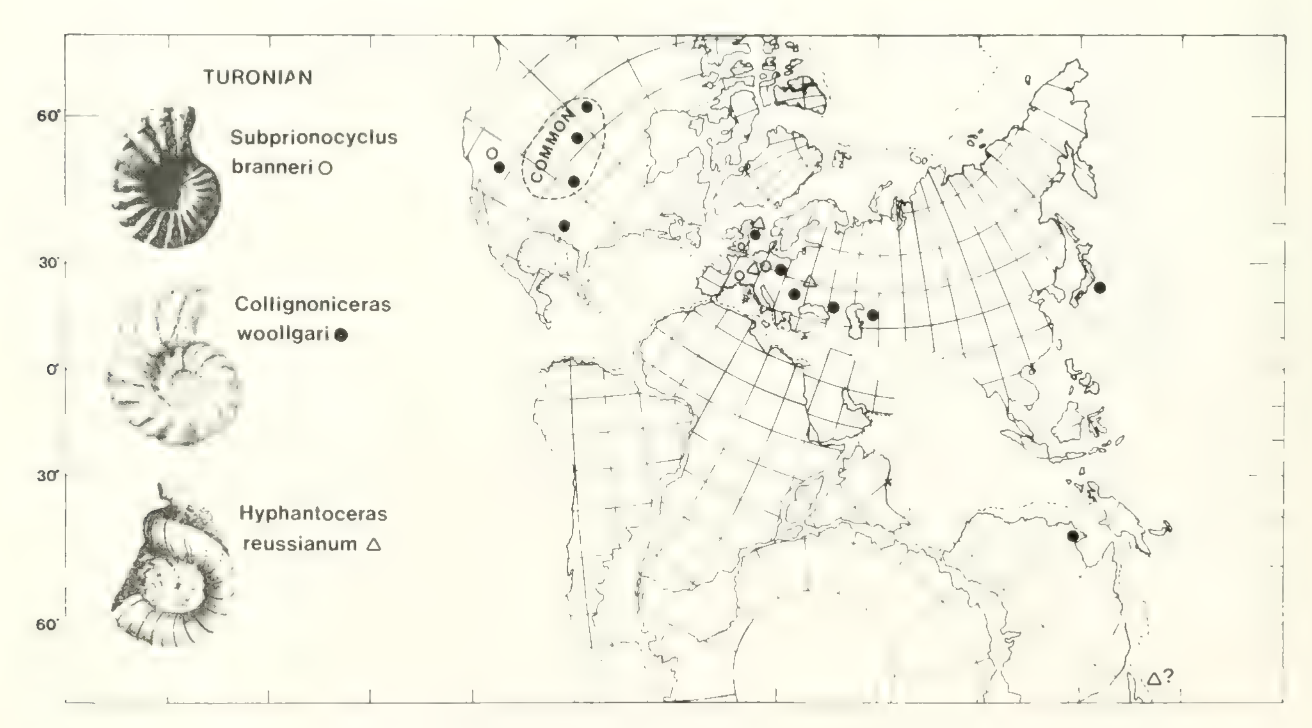


Fig. 7. Map showing distribution of select taxa during the Turonian.

In contrast, some representatives of the subfamily Collignoniceratidae are virtually cosmopolitan; especially in the genus *Subprionocyclus.* In the Upper Turonian these include *S. neptuni*, *S. branneri* and *S. normalis.* In the Middle Turonian *Collignoniceras woollgari* has wide distribution. *Lecointriceras fleuriausianum* from the Zone of *Collignoniceras woollgari* is known from Germany, France, England and Spain. Amongst the Acanthoceratids, *Mammites nodosoides* from the Lower Turonian is another cosmopolitan species.

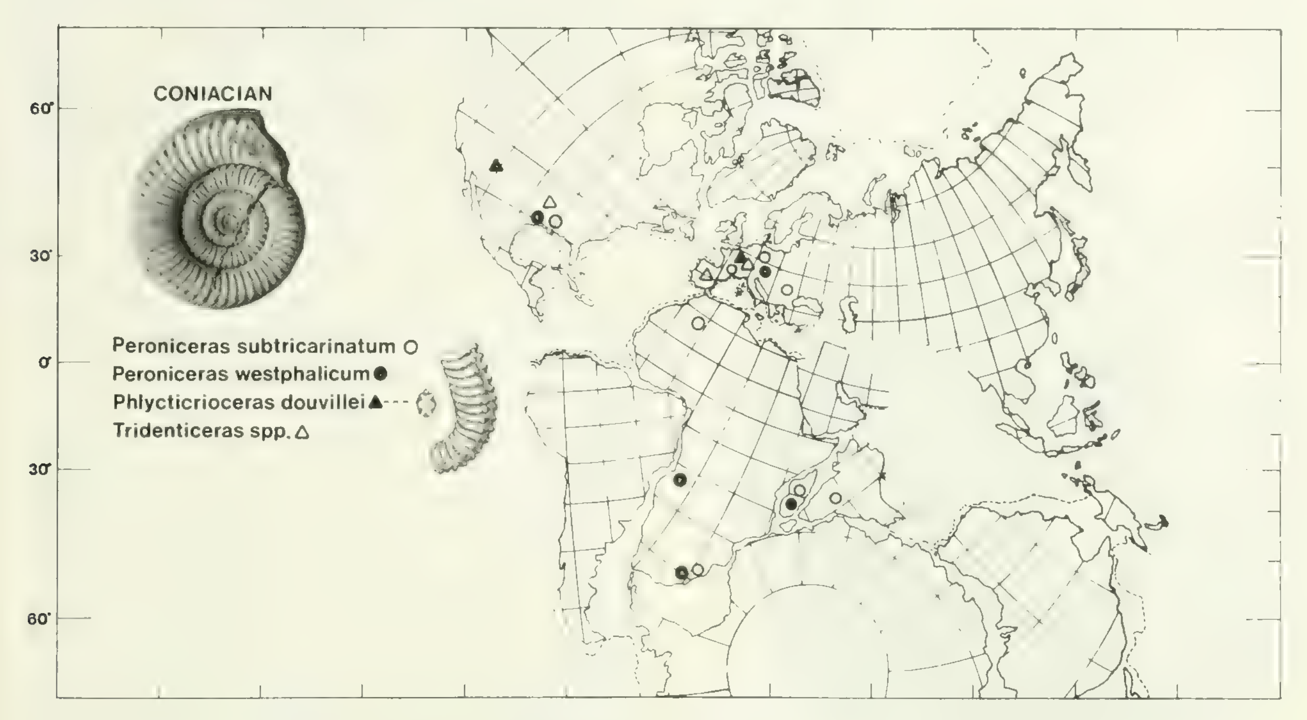


Fig. 8. Map showing cosmopolitan distribution of the representatives of the subfamily Peroniceratinae and disjunct distribution of *Phlycticrioceras douvillei* (DE GROSSOUVRE), Coniacian.



Fig. 9. Holotype of *Gauthiericeras margae* (SCHLÜTER), housed in the collections of the Geologisch-Paläontologisches Institut, Bonn. Reduced.

C. CONIACIAN
(Fig. 8)

During the Coniacian we again have perfect correlation at specific level in the family Collignoniceratidae; more specific the subfamily Peroniceratinae, between northern Germany, Africa, Madagascar, and to a lesser extent the Indo-pacific region. Species which can be traced worldwide include *Peroniceras subtricarinatum*, *P. tridorsatum*, and *P. westphalicum* (Fig. 10). Characteristic of the fauna is its paucity in N. Germany – a trend which is to continue in the European "Boreal" to the eventual exclusion of the Collignoniceratidae from this region. Even though the Peroniceratinae seem to have originated in the European part of the Tethys, they reach their maximum development in the Coniacian of Zululand, evolving into smooth, unicarinate oxycones.



Fig. 10. Photograph of the specimen of *Peroniceras westphalicum* (STROMBECK) figured in dorsal view by SCHLÜTER (1867, pl. 6, fig. 2). Reduced.

Inconsistent interpretation of *Gauthiericeras margae* (Fig. 9) may be responsible for the differing stratigraphic placing of the species in various parts of the world. In Germany, Spain and north Africa, the species is placed in the Middle Coniacian, whereas in Madagascar (where it is the zonal index) and Zululand, it is reported from the Upper Coniacian. At the Craie de Villedieu, *G. margae* has been found near the base of the section (HANCOCK & KENNEDY 1981). Present revision (KLINGER & KENNEDY in prep.) seems to indicate that the Afro-Malagassy forms may belong to a species different to that of Europe.

Amongst the subfamily Texanitinae, a doubtful record of *Paratexanites emscheris* connects Zululand with north Germany. A notable absentee is the genus *Protexanites*. However, wherever the genus occurs, it is sparsely represented in numbers (KLINGER & KENNEDY 1980), and its absence in Germany may be due to collecting failure.

Also amongst the Collignoniceratidae, the absence of the subfamily Barroisiceratinae, with the exception of *Harleites alstadenensis*, more specific the genera *Forresteria*, *Reesidites* and *Yabeiceras*, some of which are locally common in Zululand, Madagascar, Japan and southern U.S.A. is conspicuous.

Also notably absent are the families Tetragonitidae, Kossmaticeratidae, Gaudryceratidae – as will also be noted up to the end of the Cretaceous.

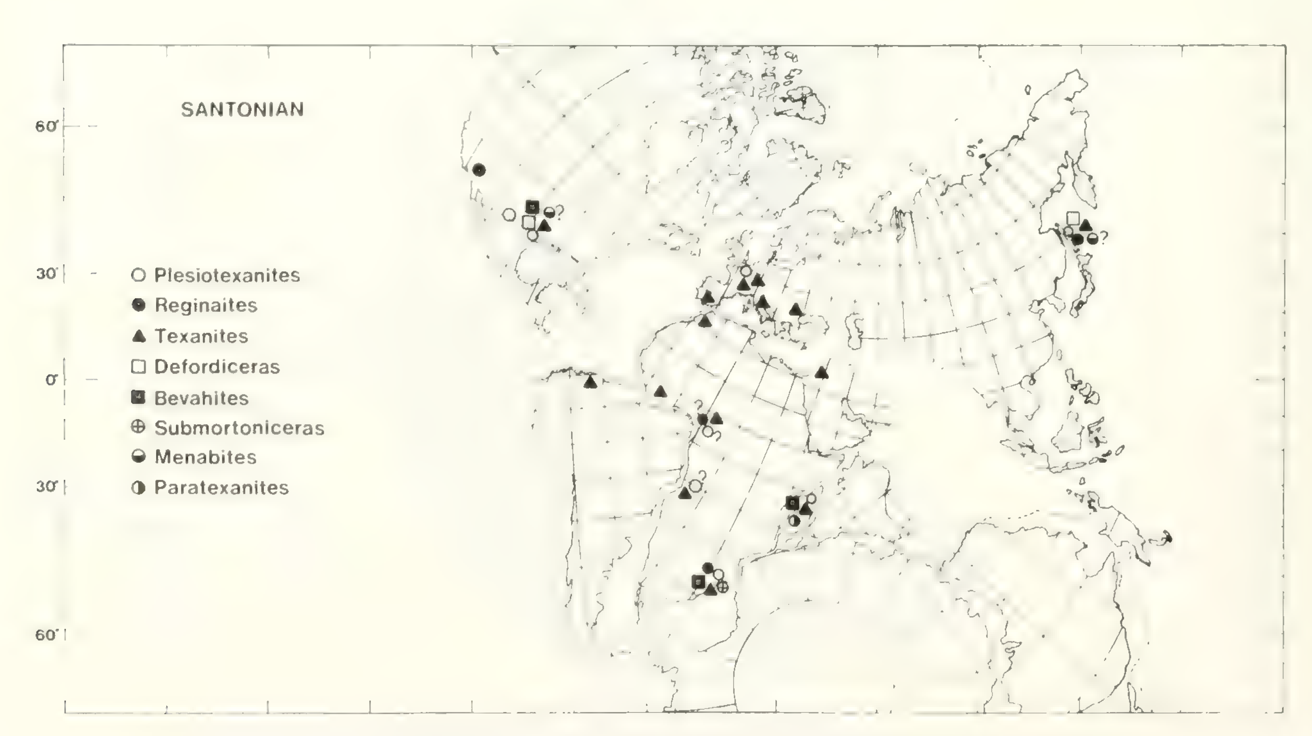


Fig. 11. Map showing wide distribution of the ammonite subfamily Texanitinae COLLIGNON during the Santonian, including northern Germany.

Amongst the heteromorphs, *Tridenticeras* can be compared at generic level with northern Spain and Texas, whereas *Phlycticrioceras douvillei* is known from the Coniacian of Germany, France, Oregon and New Mexico.

Thus, during the Coniacian only some Peroniceratinae in the German Cretaceous have cosmopolitan affinities. The absence of Tetragonitidae, Gaudryceratidae, Kossmaticeratidae, most Barroisiceratinae is characteristic of the European "Boreal" during the Coniacian.

D. SANTONIAN
(Fig. 11)

During the Santonian the dissimilarities rather than similarities between the European Boreal, and non-Boreal faunas become conspicuous. In contrast to southern Africa, Madagascar, the Gulf and Pacific Coasts of the U.S.A., Japan and the Tethyan part of Europe, the subfamily Texanitinae is a rarity in northern Germany, being represented by a single specimen of *Plesiotexanites schlueteri,* two of *Paratexanites rex* and an uncertain number of *Texanites pseudotexanum.* In Zululand and Pondoland texanitids occur by the hundreds (Klinger & Kennedy 1980); in Madagascar (Collignon 1977) has collected 800 specimens of *Texanites.*

Another conspicuous absentee in the Boreal part of Europe is the genus *Pseudoschloenbachia,* apart from the already predictable tetragonitids, gaudryceratids, and kossmaticeratids.

Stantonoceras depressum is common to northern Germany and France whereas *Placenticeras syrtale* is common to northern Germany and the Gosau. At generic level these species show similarities to forms from the southern U.S.A.

At this stratigraphic level, the contrasting affinities of the East Alpine Gosau, and the north German Cretaceous are striking. In direct contrast to the Boreal north German Cretaceous the Gosau shows distinct afro-malagassy affinities (Wiedmann 1978; Summesberger 1979; Immel et al. 1982). The Gosau contains species such as *Texanites quinquenodosus, Paratexanites serratomarginatus, Reginaites gappi, Hauericeras gardeni, Hyphantoceras (Madagascarites ?) amapondensis, Kitchinites stenomphalus, Skoumalia austriaca, Neocrioceras (Schlueterella) compressum, Anagaudryceras* cf. *subtilineatum, Saghalinites* aff. *wrighti, Pseudophyllites latus, Damesites* cf. *compactus, Kossmaticeras* cf. *sparsicostum, Eulophoceras natalense, Diplomoceras (Glyptoxoceras) subcompressum,* all of which occur, or have closely related counterparts in the Santonian of Madagascar, Zululand and Pondoland. Close comparisons also exist between the Santonian of the Gosau and India, but surprisingly, no texanitids have as yet been recorded from India (Collignon 1948; Sastry et al. 1968; Hancock & Kennedy 1981) – nor for that matter from Australia or New Zealand. An as yet undescribed texanitid fauna is known from Patagonia (Katz 1963).

Euhomaloceras incurvatum, known from northern Germany, W. Europe and the Gosau may possibly be a senior synonym of *Baculites capensis,* in which case the distribution may be expanded to include the Santonian of Pondoland, Zululand, Madagascar, Japan and California.

All in all, the north German ammonite faunas are typically Boreal, and are characterized not so much by the presence of certain taxa, but rather by their absence or poor representation. This of course, causes severe difficulty in global correlation (see Hancock & Kennedy 1981).

E. CAMPANIAN
(Fig. 12, 13, 14)

Affinities of the Campanian ammonoid fauna of northern Germany are virtually a continuation of the trend initiated in the Coniacian, and firmly established in the Santonian. No texanitids at all are known from northern Germany. In other areas where the subfamily Texanitinae does occur, the genera *Menabites* s. l., *Bevahites* and *Submortoniceras* are typical of the Lower and Middle Campanian (Fig. 12).

The family Tetragonitidae is represented by one species, *Tetragonites obscurus.* The absence of the ubiquitous genus *Pseudophyllites* is striking, considering the virtual cosmopolitan distribution of the genus (Kennedy & Cobban 1976).

Most of the scaphitids appear latitudinally restricted or endemic, but some are good for correlation between Europe and North America. *Scaphites hippocrepis,* which marks the base of the Campanian (Cobban 1969) occurs all over Europe, and in the Western Interior, Gulf and Atlantic Coastal Plains of North America. *Trachyscaphites spiniger* has the same geographical distribution, and marks the Lower Upper Campanian. Neither of these is found in the southern Hemisphere (Fig. 13). In addition, several scaphitid genera appear restricted to the northern hemisphere, or endemic, e. g. *Acanthoscaphites, Clioscaphites, Desmoscaphites, Discoscaphites, Haresiceras,* whereas *Hoploscaphites* appears cosmopolitan.

Nearly all the "normal" pachydiscids recorded from northern Germany seem confined to Europe and European USSR. In addition, the family as a whole seems to be in need of restudy. Records of *Anapachydiscus wittekindi* from the Lower Campanian of Madagascar (Collignon 1960, 1969) and the second division of the Campanian from Zululand (Kennedy & Klinger 1975) are either based on misidentifications, or the species has a very long range; being known from the Upper Campanian Zone of *Bostrychoceras polyplocum* in Europe.

Surprisingly the micromorphic pachydiscids, e. g. *Patagiosites, Urakawites, Menuites* and *Pseudomenuites* have a world-wide distribution at generic level, but are always poorly represented in terms of numbers.

Even though details of species still have to be worked out, the Upper Campanian is marked by the presence of the cosmopolitan genus *Hoplitoplacenticeras* (Fig. 14) (even though it ranges locally into the Lower Maastrichtian in France [Howarth 1960: 391]).

The phylloceratid *Partchiceras forbesianum* (= Schlüter's *Ammonites velledaeformis,* pl. 18, fig. 6 only) occurs nearly world-wide in the Campanian, having been recorded from Europe, Japan, New Zealand, British Columbia, Alaska, Madagascar, Graham Land and Siberia – this distribution pattern is in stark contrast to the restricted occurrence of *Phylloceras velledaeformis* – known only from Germany and Denmark.

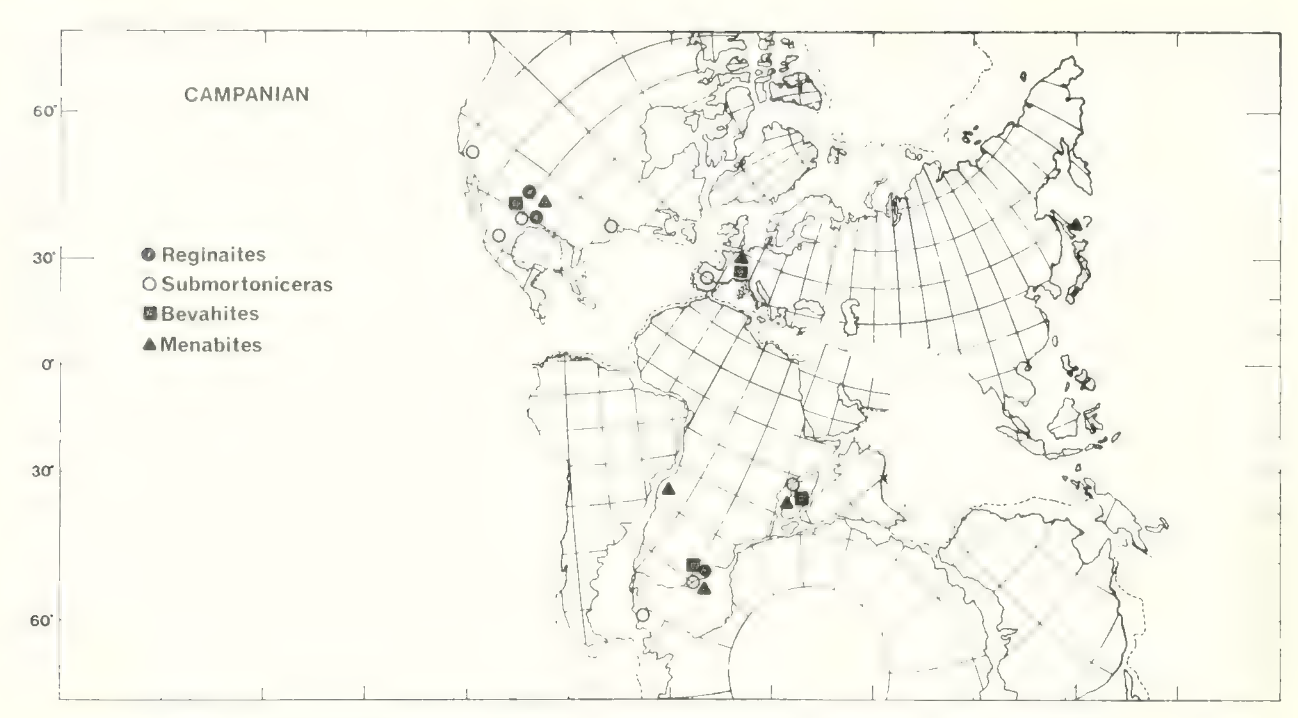


Fig. 12. Map showing restricted distribution of ammonite subfamily Texanitinae COLLIGNON during the Campanian.

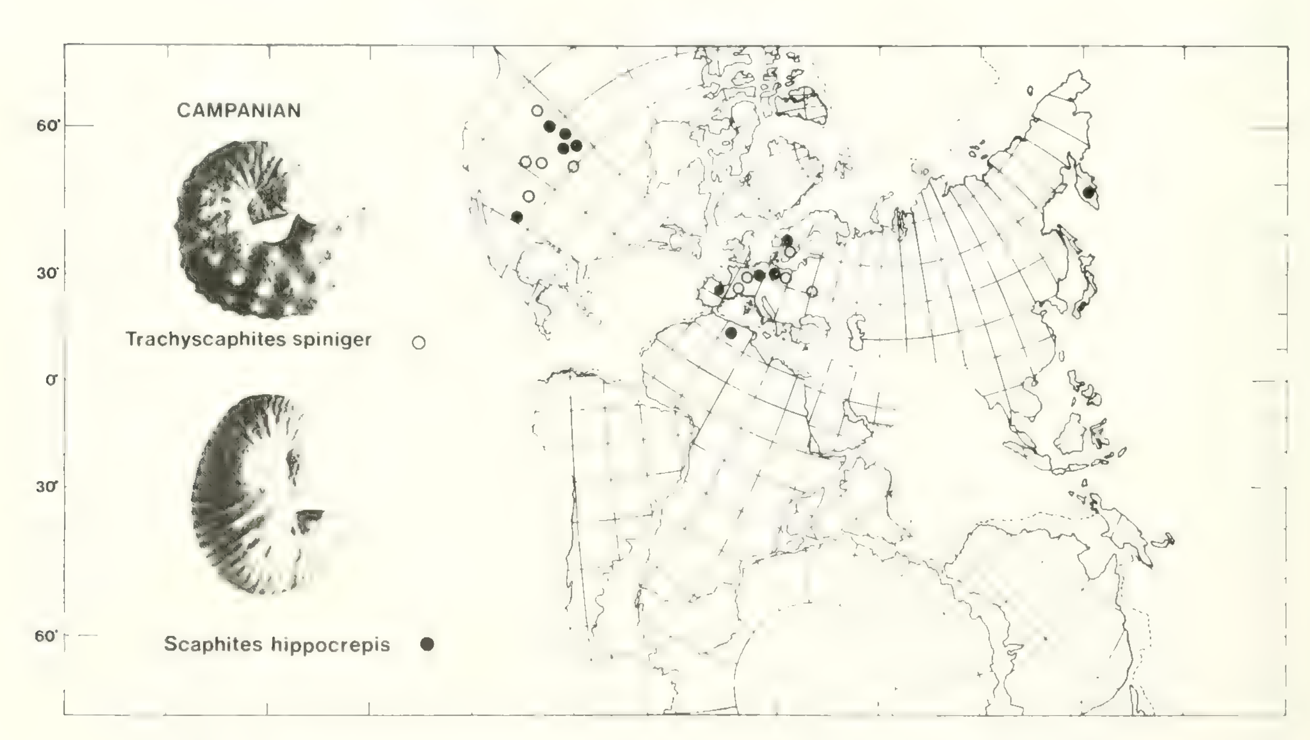


Fig. 13. Map showing apparent latitudinally restricted distribution of some scaphitids during the Campanian.

Even though SCHLÜTER described a large number of heteromorphs from the Campanian, no typical Nostoceratids, such as are known from U.S.A., Angola, Madagascar or Israel seem present in Boreal Europe. Instead, *Bostrychoceras polyplocum* occurs in great numbers in the Upper Campanian. Many of the Campanian heteromorphs have a wide distribution in Europe, e. g. *Neocrioceras (Schlueterella) pseudoarmatum*, *Pseudoxybeloceras (Parasolenoceras) interruptus*, *Glyptoxoceras retrorsum*, "*Neancyloceras*" *bipunctatum* etc., but at generic level occur world-wide.

Records of Boreal European baculitids from other areas have to be viewed with caution. Thus the tentative record of *B. anceps* from California has been referred to *B. subanceps pacificus*, a northern Hemisphere subspecies of the Upper Campanian Angolan *B. subanceps subanceps* (HOWARTH 1960). COLLIGNON (1969) used *Baculites leopoliensis* as an in-

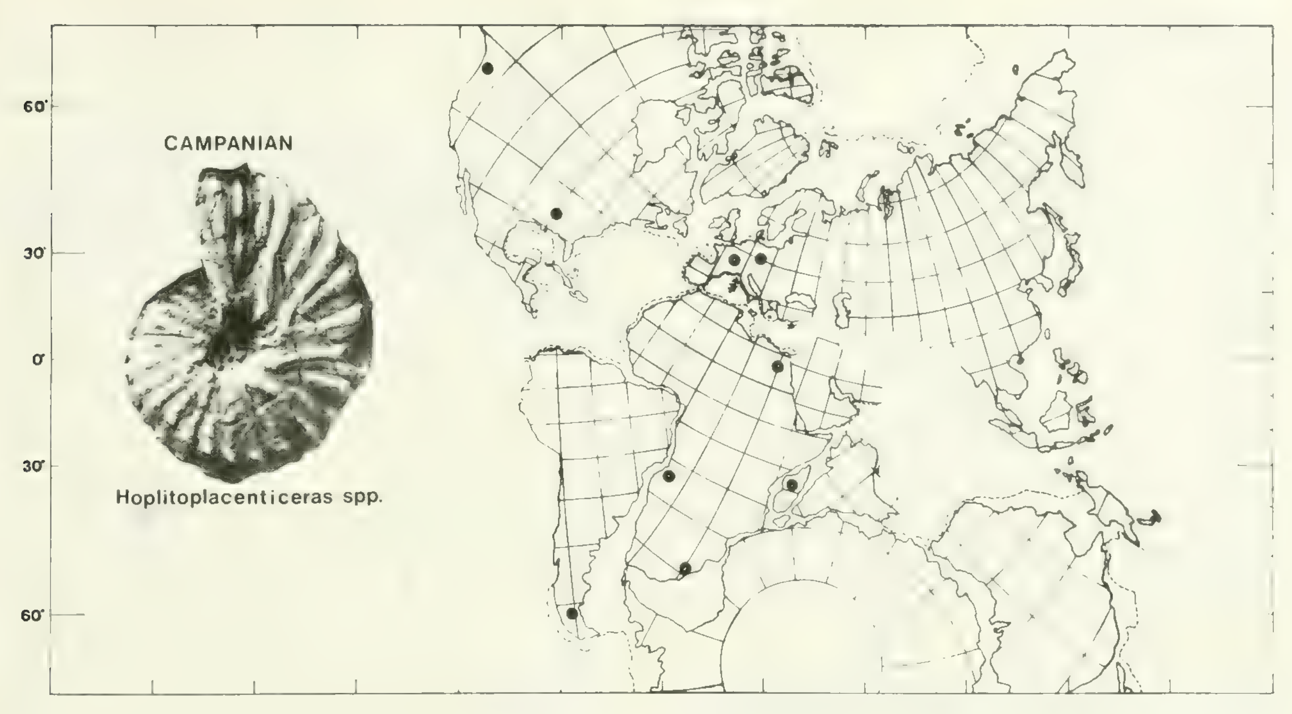


Fig. 14. Map showing cosmopolitan distribution of genus *Hoplitoplacenticeras* during the Campanian.

dex for the Middle Campanian of Madagascar, but in North Germany, Poland, European USSR and Central Asia it occurs in the Upper Campanian Zone of *Bostrychoceras polyplocum* (cf. ATABEKIAN & KHAKIMOV 1976). Again we have to question this identification.

F. MAASTRICHTIAN
(Fig. 15, 16)

Pachydiscus neubergicus is usually taken to mark the Lower Maastrichtian and has a wide distribution (Fig. 15). Unfortunately, however, doubt now exists if this species is really restricted to the Lower Maastrichtian (BIRKELUND 1979) or conversely, if juvenile pachydiscids can be satisfactorily identified (HANCOCK & KENNEDY 1981).

The characteristic faunal element of the Lower Maastrichtian in the southern Hemisphere is the genus *Eubaculites*. This consists of about four species with overlapping morphologies and stratigraphic ranges (KLINGER 1976), but has been recorded in reasonable numbers from southern India, West Australia, New Zealand, Madagascar, Mozambique, Zululand, offshore southern Cape, Peru, Chile and Argentina (Fig. 16).

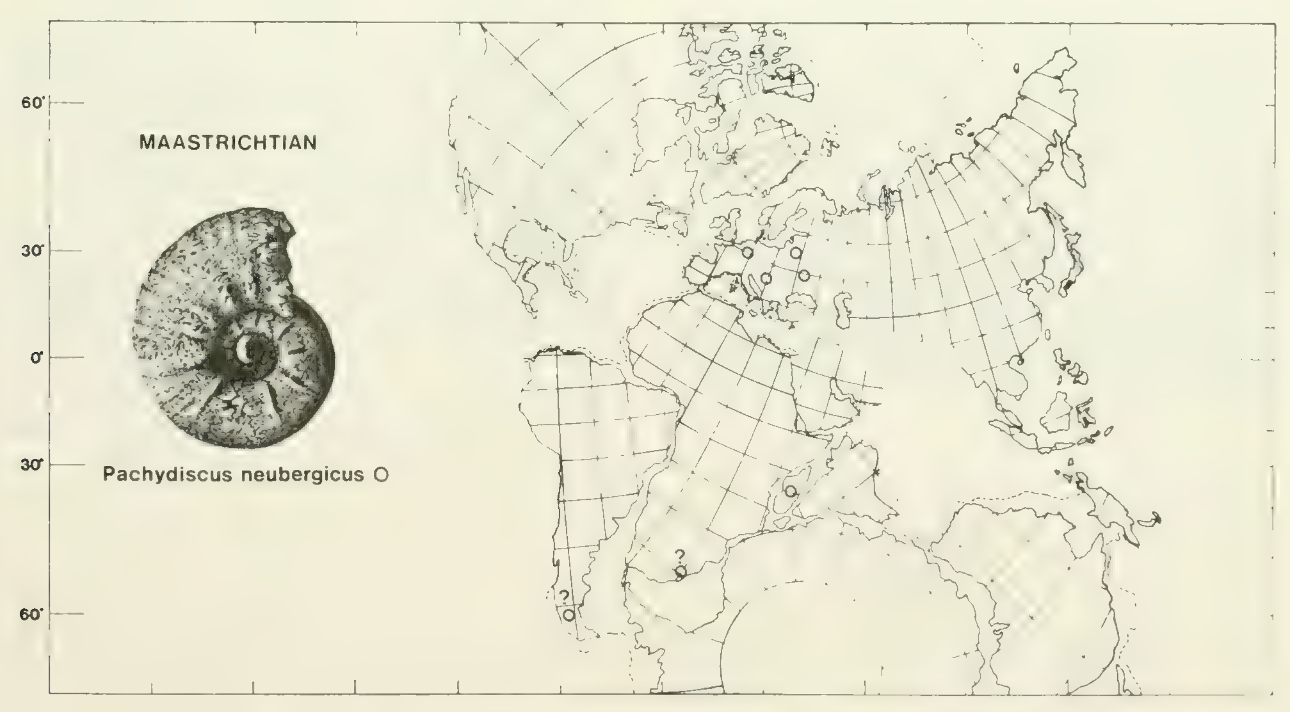


Fig. 15. Map showing distribution of doubtful records of *Pachydiscus neubergicus*.

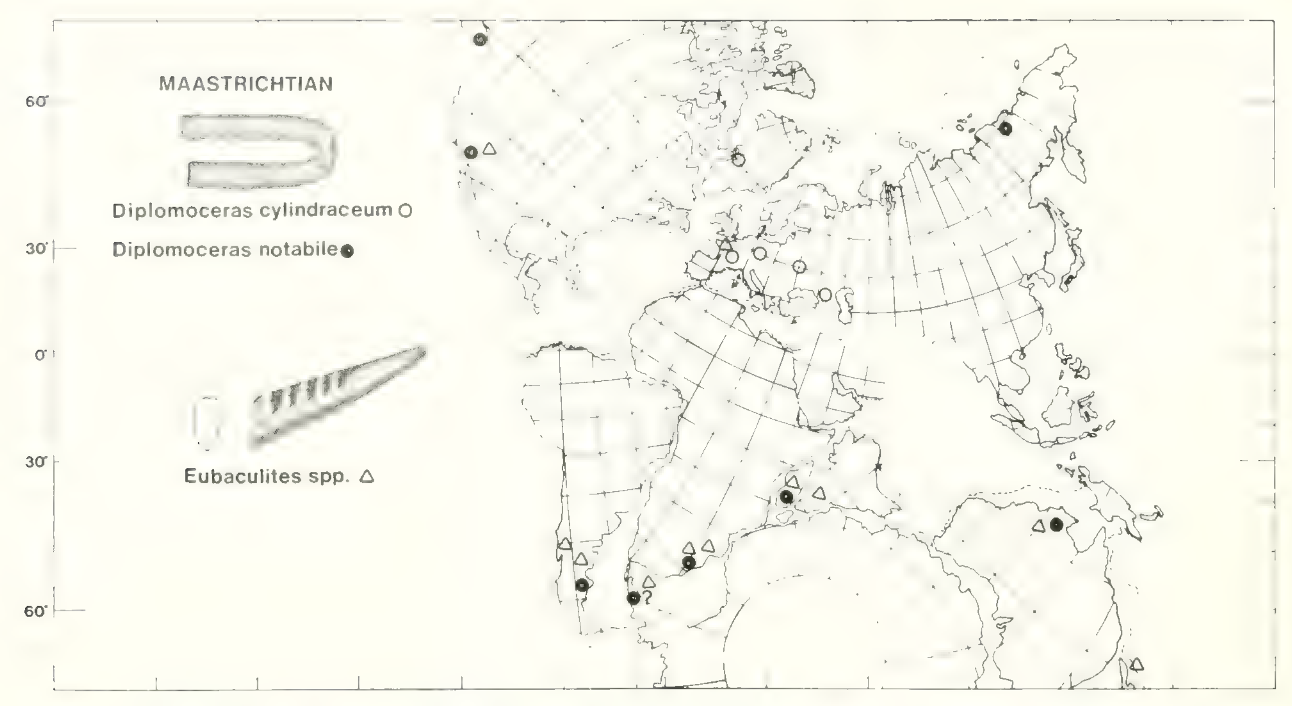


Fig. 16. Map showing latitudinally restricted distribution of *Eubaculites* spp. and apparent Boreal and non-Boreal distribution of *Diplomoceras cylindraceum* (DEFRANCE) and *D. notabile* (WHITEAVES).

Only a few specimens are known from California (MATSUMOTO 1959) and a single figured specimen from Limbourg (BINCKHORST 1861). KENNEDY (pers. comm.) also recorded it from Neuberg in Austria. This appears to be one of the few taxa with potential for world-wide correlation, even though its major occurence is distinctly austral.

Diplomoceras cylindraceum has been widely cited from the Lower Maastrichtian of Europe, European USSR and Crimea, whereas the non-Boreal counterpart, *D. notabile* is widely recorded elsewhere. Unfortunately, however, these species, if interpreted correctly, seem to have long stratigraphic ranges. BIRKELUND (1979) records *D. cylindraceum* for the whole of the Maastrichtian, whereas *D. notabile* already seems to occur in the Upper Campanian of Zululand (Fig. 16).

SUMMARY

During the Cenomanian distinct European Boreal genera exist, which clearly define the borders of this Realm, but they are accompanied by cosmopolitan forms. Subsequently, no typical European Boreal genera occur, but we do seem to have latitudinal restriction amongst the baculitids and scaphitids towards the end of the Cretaceous. In addition, the European Boreal Realm is characterized not so much by the presence of certain faunas, but rather by their absence or paucity. These include the families and subfamilies Texanitinae, Tetragonitidae, Gaudryceratidae, Kossmaticeratidae, Barroisiceratinae, and Pseudoschloenbachiinae. These groups occur at virtually all latitudes outside it so that temperature as a controlling factor can be ruled out, as already shown by WIEDMANN (1973).

It appears that most attempts at interpretation of palaeobiogeographical data lead to more questions than answers. Examples here are the absence of Texanitinae and Pseudoschloenbachiinae from Australia and New Zealand.

On the basis of the ammonite distribution here presented, there seems to be no need for separation of a dinstinct Austral Realm as suggested, amongst others, by STEVENS (1973).

REFERENCES

ATABEKIAN, A. A. & KHAKIMOV, F. K. (1976): "Campanian and Maastrichtian ammonites of Central Asia" (In Russian). – Akad. Nauk. Tadjik SSR, **1976:** 1–146.

BINKHORST, J. T. (1861): Monographie des gastéropodes et des céphalopodes de la craie supérieur du Limbourg. Brussels.

BIRKELUND, T. (1979): The last Maastrichtian ammonites. – In: BIRKELUND, T. & BROMLEY, R. G. (Eds.) Cretaceous-Tertiary boundary events, **1,** The Maastrichtian and Danian of Denmark, 51–57.

COLLIGNON, M. (1948): Ammonites néocrétacés du Menabe (Madagascar). I. Les Texanitidae. – Ann. géol. Serv. Mines Madagascar, **13:** 47–107; **14:** 1–101.

— — (1969): Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar. (Ammonites) **15** (Campanien Inférieur). – Service Géologique: Tananarive.

— — (1977): Essai de comparaison des faunes d'ammonites au Crétacé supérieur (Turonien à Maëstrichtien) au Japon et à Madagascar. – In: MATSUMOTO, T., (Ed.) Mid-Cretaceous Events, Hokkaido Symposium 1976. – Palaeont. Soc. Japan, Spec. Pap., **21:** 213–222.

FÖRSTER, R. & SCHOLZ, G., (1979): *Salaziceras nigerianum* n. sp. from south-east Nigeria: Faunal evidence for an open seaway between the northern and southern Atlantic in Late Albian times. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1979/2:** 109–119.

GIERS, R. (1964): Die Grossfauna der Mukronatenkreide (unteres Obercampan) im östlichen Münsterland. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **7:** 213–294.

HALLAM, A. (1969): Faunal Realms and Facies in the Jurassic. – Palaeontology, **12:** 1–18.

— — (1972): Diversity and density characteristics of Pliensbachian-Toarcian mollusc and brachiopod faunas of North Atlantic margins. – Lethaia, **5:** 389–412.

HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J. & KLAUMANN, H. (1972): Ammonites from the transgressive Cretaceous on the Rhenish Massif, Germany. – Palaeontology, **15:** 445–449.

— — & KENNEDY, W. J. (1981): Upper Cretaceous ammonite stratigraphy: some current problems. – In: HOUSE, M. R. & SENIOR, J. R. (Eds.): The Ammonoidea, Systematic Assoc. Spec. Vol., **18:** 531–553.

HOWARTH, M. K. (1960): Cretaceous ammonites and nautiloids from Angola. – Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.), **10:** 337–412.

IMMEL, H., KLINGER, H. & WIEDMANN, J. (1982): Die Cephalopoden des Unteren Santon der Gosau von Brandenberg/Tirol, Österreich. – Zitteliana, **8:** 3–32.

J.E.C.O.L.N. (1980): *Nautilus macromphalus* in captivity. – Tokai University Press.

JUIGNET, P. & KENNEDY, W. J. (1976): Faunes d'Ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomanien du nord-ouest de la France (Normandie) et du sud de l'Angleterre. – Bull. Trimestriel Soc. Géol. Normandie etc., **63/2:** 1–193.

KATZ, H. R. (1963): Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **47:** 506–524.

KENNEDY, W. J. & KLINGER, H. C. (1975): Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. Introduction, Stratigraphy. – Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.), **25:** 265–315.

— — & COBBAN, W. A. (1976): Aspects of Ammonite Biology, Biogeography and Biostratigraphy. – Spec. Pap. Palaeontology, **17:** 1–94.

KLINGER, H. C. (1976): Cretaceous Heteromorph Ammonites from Zululand. – Geol. Surv. S. Afr. Mem., **69:** 1–142.

— — & KENNEDY, W. J. (1980): Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite subfamily Texanitinae Collignon, 1948. – Ann. S. Afr. Mus., **80:** 1–357.

— — & KENNEDY, W. J. (in prep.): Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite subfamily Peroniceratinae. – Ann. S. Afr. Mus.

LOMMERZHEIM, A. (1976): Zur Palaeontologie, Fazies, Palaeogeographie und Stratigraphie der turonen Grünsande (Oberkreide) im Raum Mülheim/Broich/Speldorf (Westfalen) mit einer Beschreibung der Cephalopodenfauna. – Decheniana, **129:** 197–244.

MATSUMOTO, T. (1959): Upper Cretaceous Ammonites of California. 1. – Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ. (D), **7:** 91–171.

— — (1973): Late Cretaceous Ammonoidea. – In: HALLAM, A. (Ed.): Atlas of Palaeobiogeography: 421–429. Amsterdam & New York (Elsevier).

OWEN, H. G. (1971): Middle Albian Stratigraphy in the Anglo-Paris Basin. – Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.) Suppl., **8:** 1–164.

— — (1973): Ammonite faunal provinces in the Middle and Upper Albian and their palaeogeographical significance. – In: CASEY, R. & RAWSON, P. F. (Eds.): The Boreal Lower Cretaceous: 145–154; Liverpool.

SASTRY, M. V. A., RAO, B. R. J. & MAMGAIN, V. D. (1968): Biostratigraphic zonation of the Upper Cretaceous formations of Trichinopoly district, south India. – J. Geol. Soc. India, **2:** 10–17.

SCHLÜTER, C. (1867): Beitrag zur Kenntnis der jüngsten Ammoneen Norddeutschlands: 36 pp., Bonn (P. Henry).

— — (1871-76): Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. – Palaeontographica, **21:** 1–24 (1871); **21:** 25–120 (1872); **24:** 121–264 (1876).

STEVENS, G. R. (1973): Cretaceous Belemnites. – In: HALLAM, A. (Ed.); Atlas of Palaeobiogeography: 385–401. Amsterdam & New York (Elsevier).

SUMMESBERGER, H. (1979): Eine obersantone Ammonitenfauna aus dem Becken von Gosau (Oberösterreich). – Ann. Naturhistor. Mus. Wien, **82:** 109–176.

WIEDMANN, J. (1973): The Albian and Cenomanian Tetragonitidae (Cretaceous Ammonoidea), with Special Reference to the Circum-Indic Species. – Eclog. Geol. Helv., **66/3:** 585–616.

— —, BUTT, A. & EINSELE, G. (1978): Vergleich von marokkanischen Kreide-Küstenaufschlüssen und Tiefseebohrungen (DSDP): Stratigraphie, Paläoenvironment und Subsidenz an einem passiven Kontinentalrand. – Geol. Rundschau, **67:** 454–508.

— — (1979): Die Ammoniten der NW-deutschen, Regensburger- und Ostalpinen Oberkreide im Vergleich mit den Oberkreidefaunen des westlichen Mediterrangebiets. – In: WIEDMANN, J. (Ed.), Aspekte der Kreide Europas, I.U.G.S. Ser. A, **6:** 335–350.

— — (Ed.): (1979): Aspekte der Kreide Europas. – I.U.G.S. Ser. A, **6:** 680 pp.

— — & SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. – In: WIEDMANN, J. (Ed.): Aspekte der Kreide Europas, I.U.G.S. Series A, **6:** 645–680.

WRIGHT, C. W. (1979): The ammonites of the English Chalk Rock (Upper Turonian). – Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.), **31:** 281–332.



Zitteliana	10	427–438	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Zur Frage der Äquivalenz der Stufen Tithon/Berrias/Wolga/ Portland in Eurasien und Amerika. Ein Beitrag zur Klärung der weltweiten Korrelation der Jura-/Kreide-Grenzschichten im marinen Bereich

Von

ARNOLD ZEISS*)

Mit 2 Tabellen

KURZFASSUNG

Die weltweite Regression während des Ober-Tithon und des Unter-Berrias hatte zur Folge, daß zwischen den beiden Großfaunenprovinzen des borealen und mediterranen Bereichs immer weniger Verbindungswege und damit Möglichkeiten des Faunenaustausches bestanden. Während im Mittel-Tithon in Europa noch die zentrale Verbindung über die polnische Straße existierte, gibt es an der Jura/Kreide-Wende nur noch zwei Meeresstraßen. Das ist einerseits der Westrand Nordamerikas und andererseits das nördliche Vorland des Kaukasus, über das wenigstens zeitweise eine Verbindung zwischen Tethys und dem Subboreal der russischen Plattform möglich war. Neben dieser Reduktion der Austauschmöglichkeiten zwischen den Großbereichen, ist aber auch innerhalb derselben eine Tendenz zu immer stärkerer Abschnürung einzelner Meeresbecken und damit zur Ausbildung provinzieller und subprovinzieller Faunen gegeben.

Obwohl in den letzten Jahren viele Fortschritte in der Korrelation erzielt wurden, scheiterten die meisten dieser Versuche daran, daß die entscheidenden Überschneidungsbereiche nicht oder nur ungenügend in die Überlegungen mit einbezogen wurden und daß z. T. veraltete Zonengliederungen herangezogen wurden, wo neue, besser geeignete bereits vorlagen. Viele Autoren berücksichtigten zudem nur eine Organismengruppe; bei derartig erschwerten Korrelationsbedingungen kann ein Erfolg aber nur unter Berücksichtigung möglichst vieler Organismengruppen und unter Berücksichtigung möglichst vieler Faunenprovinzen erreicht werden. Die Ergebnisse einer derartigen multidisziplinären Korrelation anhand der wichtigsten marinen, global anwendbaren Leitfossilgruppen im Bereich der Jura-/Kreide-Grenze (Ammoniten, Buchien, Calpionellen) zeigt Tabelle 1.

ABSTRACT

The worldwide regression during the Upper Tithonian and Lower Berriasian caused a continous reduction of the seaways connecting the Boreal and the Mediterranean (resp. Pacific) realm. Besides that, connections between the different parts of the seas within these realms became more and more restricted, so that a number of provincial or subprovincial faunal developments took place.

Around the Jurassic-/Cretaceous Boundary apparently only two seaways were in existence: the one along the westside of North-America (with overlapping of pacific and (sub-)boreal faunal elements), the other via the Caucasus and adjacent areas (with overlapping of submediterranean and subboreal elements).

Neglection of such seaways with overlapping of faunes by a number of European authors engaged with establishing of interregional correlation charts seems to be one of the reasons of the many different opinions on this subject.

Too, the rapid increase of knowledges not always has been kept in mind; thus outdated subdivisions were used, where new ones were already available provoking still more complications. Also some authors used only one group of guide-fossils, while it is necessary that as many guide fossil groups as possible are considered, if conditions of correlation are such difficult as at the Jurassic/Cretaceous boundary. Further, problems of definition and nomenclature of the uppermost Jurassic stage impaired the correlation.

*) A. Zeiss, Institut für Paläontologie, Universität Erlangen-Nürnberg, Loewenichstraße 28, D-8520 Erlangen

The aim of this paper is to inform about the present status of these problems and to provide a revised table (with explanations) for a worldwide correlation of marine zonal sequences of some of the most important provinces and subprovinces of the above mentioned realms (Tab. 1). This has been established by use of the most important guide fossil groups in the Jurassic-/Cretaceous border beds (ammonites, buchias and calpionellids).

A. VORWORT

Bereits 1977 hatte der Verfasser anläßlich des Internationalen Symposiums über die Jura-/Kreide-Grenze in Bulgarien und des Internationalen Kolloquiums über den Oberen Jura und die Jura-/Kreide-Grenze im Borealen Bereich in Sibirien ein neues Korrelations-Schema für die Jura-/Kreide-Grenze vorgelegt. Doch konnten diese Untersuchungen bisher nur in russischer Sprache (Zeiss 1979) oder nur in kurzen Auszügen mit der Tabelle publiziert werden (Zeiss 1977b, 1978).

Seither erschien eine Reihe von Arbeiten, die wichtige neue Erkenntnisse zur Detail-Stratigraphie und zur Korrelation der Ober-Jura/Unter-Kreide-Grenzschichten vermitteln (vgl. Cope (1978), Cope & Wimbledon (1978), Sazanova & Sazanov (1979, 1982), Marek & Raczynska (1979), Saks et al. (1980), Surlyk (1978), Jeletzky (1979), Callomon & Birkelund (1982 MS), H. Leanza (1980, 1981), H. Leanza & Wiedmann (1980), Wiedmann (1980, 1981), Oloriz & Tavera (1981), Tavera (1981), Hoedemaker (1981, 1982a, b), Busnardo et al. (1979), Kemper et al. (1981), Kutek & Wierzbowski (1979), Sacharov (1976), Kvantaliani & Lyssenko (1979), Luppov et al. (1979), Makarjeva (1979), Sapunov (1977, 1979), Enay et al. (1976), Geyssant (1979), Imlay (1980, Mesezhnikov (1982), Mesezhnikov et al. (1979), Surlyk & Zakharov (1982) und Zakharov (1981)).

Diese Arbeiten enthalten neben neuen Ergebnissen z. T. auch stark divergierende Ansichten zur großräumigen Korrelation. Es war daher das Ziel der hier vorgelegten Untersuchungen, die in diesen Arbeiten erzielten neuen Ergebnisse zu überprüfen, mit meinen eigenen und denjenigen anderer Autoren zu vergleichen und, soweit erforderlich, meine Tabelle von 1977 abzuändern und zu ergänzen. Es sei vorweggeschickt, daß an den Grundzügen dieser Tabelle nichts geändert werden mußte. Die vorgenommene Korrelation und ergänzte Detail-Stratigraphie bedurfte aber einer eingehenden Begründung. Um die Tabelle übersichtlicher zu gestalten, wurde für den vorliegenden Zweck die Korrelation des Unter-Tithon sowie die Gliederung nach nicht-marinen Ostracoden weggelassen, die in früheren Tabellen enthalten waren (vgl. z. B. Zeiss 1979).

Der Autor ist zahlreichen Kollegen für die Zusendung von Literatur zu Dank verpflichtet; ganz besonders möchte er Frau Prof. Dr. T. Birkelund, Kopenhagen und Herrn Dr. P. Hoedemaker , Leiden, für die Zusendung von noch unpublizierten Manuskripten oder Manuskriptteilen danken. Herr Prof. Dr. J. H. Callomon, London, und Prof. Dr. V. V. Vakhrameev, Moskau, vermittelten freundlicherweise Kopien schwer zugänglicher Arbeiten. Frau Chr. Sporn, Erlangen, fertigte dankenswerterweise die Vorlagen zu den Tabellen an.

B. EINLEITUNG

Jede stratigraphische Arbeit im Bereich der Jura-/Kreide-Grenzschichten sieht sich derzeit mir drei Problemkreisen konfrontiert:

1. Den Unsicherheiten bei der Korrelation zwischen und sogar innerhalb einzelner Faunenprovinzen; diese betreffen sowohl Stufen, Unterstufen, Zonen und Subzonen. Hierfür ist die starke Regression der Meere an der Jura-/Kreidewende verantwortlich, die zur Entwicklung stark differenzierter, provinzieller (und subprovinzieller) Faunen führte. Auf diesen Problemkreis wird weiter unten ausführlich eingegangen.
2. Den Unsicherheiten hinsichtlich der Nomenklatur und Definition der obersten Stufe des Jura und der untersten Stufe der Kreide (Tithon oder Wolgastufe [Volgien] bzw. Portland s. gall. oder s. brit.; Berrias oder Rjasanstufe). Die Frage der Benennung der obersten Jurastufe ist von der Internationalen Subkommission für Jura-Stratigraphie zu entscheiden. Der augenblickliche Stand wird zur Information in Tab. 2 dargestellt.
   Es sei betont, daß in neueren Arbeiten weitaus die meisten Autoren das Tithon als oberste Stufe des Jura verwenden. Diese klare Bevorzugung des Tithon ergab sich auch aus einer Meinungsumfrage der Internationalen Subkommission für Jura-Stratigraphie im Jahre 1982.
3. Den Unsicherheiten über die Lage der Jura-/Kreide-Grenze. Derzeit gibt es zwei Varianten, die von der Internationalen Working Group on the Jurassic/Cretaceous Boundary als Provisorien empfohlen werden (Abstimmung anläßlich einer Arbeitssitzung am 2. Juni 1982 in München). Sie sind in Tab. 1 mit dargestellt. Die erste Variante gilt für den mediterranen und submediterranen Bereich und legt die Jura-/Kreide-Grenze an die Basis des Berrias (Basis der *Jacobi-/Grandis*-Zone), die zweite für den borealen und subborealen Bereich. Hier liegt diese Grenze an der Basis des Rjasan (Basis der *Rjasanites*-Zone bzw. ihrer Äquivalente).
   Im ostpazifischen Bereich wird die Jura-/Kreide-Grenze ebenfalls an die Grenze Ober-Tithon/Berrias gelegt (Imlay 1980, Jeletzky 1973, 1982, H. Leanza 1981). Dazu ist aber zu bemerken, daß das höchste Tithon Amerikas nach Auffassung des Autors dem unteren Berrias in Europa entspricht, dh. Tithon und Berrias haben im mediterranen

und pazifischen Bereich unterschiedlichen Umfang (vgl. Tab. 1 und 2).

Andere Vorschläge aus neuerer Zeit stammen von Hoedemaker (1981), Wiedmann (1974) und Drushtchitz & Gorbatschik (1979).[1])

Die oben genannte Working Group hat die endgültige Grenze nach weiteren Erörterungen der diesbezüglichen Probleme festzulegen.

Die starke Provinzialisierung der Ammoniten-Faunen im Bereich des oberen Jura und der unteren Kreide hat zur Folge, daß für viele Sedimentationsbecken eigene Zonengliederungen aufgestellt werden mußten; in Tab. 1 wurde versucht, aus jeder wichtigeren Faunenprovinz (Mediterran, Submediterran, Subboreal, Boreal, Pazifisch [= Perigondwana, sensu Enay 1972]) eine Standardgliederung zur Darstellung zu bringen; dies war jedoch nur für Gebiete möglich, aus denen eindeutig verwertbare, neuere Bearbeitungen vorlagen. Ein Vergleich mit früheren Tabellen des Verfassers (Zeiss 1965, 1974, 1977a, b und 1979) zeigt, wie in rascher Abfolge neue Arbeiten erschienen, die eine Ergänzung der früheren Tabellen ermöglichten bzw. notwendig machten.

Wenn auch mit dem Abschluß der Arbeiten über das Ober-Tithon und Berrias in Südspanien und die Wolgastufe in Ostgrönland wesentliche Lücken im Kenntnisstand geschlossen werden konnten, kann auch die hier vorliegende Tabelle wegen zahlreicher noch nicht restlos geklärter Probleme natürlich noch kein endgültiges Ergebnis darstellen. Vereinzelt mögen Grenzen etwas tiefer oder höher liegen oder kleinere Lücken vorhanden sein, die bei dem vorhandenen Raum auch nur schlecht darzustellen gewesen wären. Auch bestehen zwischen manchen charakteristischen Faunen beträchtliche Dokumentationslücken (vgl. Spath, 1952, S. 29) und sind in vielen Gegenden die Kenntnisse über die vertikale und quantitative Verbreitung charakteristischer Arten noch recht gering. Zu den bahnbrechenden Arbeiten, diese Probleme zu lösen, gehören die Untersuchungen von Hoedemaeker in Südspanien (1982a). – Die hier vorgelegten Untersuchungsergebnisse sollen also auch dazu anregen, die noch fehlenden Lücken in den Detail-Kenntnissen zu schließen um so den Ablauf der erd- und lebensgeschichtlichen Entwicklung im Bereich der Jura-/Kreide-Grenz-Schichten immer besser erhellen zu können.

Die Zonenabfolgen in Tabelle 1 wurden vor allem unter Verwendung folgender Publikationen zusammengestellt (man vgl. a. Zeiss, 1979, S. 15):

a) Westliches Mediterrangebiet (Südfrankreich, Südspanien, Nordafrika): Enay & Geyssant (1975), Oloriz (1978), Oloriz & Tavera (1981), Tavera (1981), Busnardo et al. (1979), Le Hegarat (1973).
b) Submediterrangebiet in Mittel- und Osteuropa: Barthel (1975), Zeiss (1968, 1977a), Kutek & Zeiss (1974, 1975), Sapunov (1977, 1979), Sacharov (1975, 1976), Makarjeva (1979), Houša (1975), Kvantaliani & Lyssenko (1979), Sazanova (1977), Drushtchiz & Gorbatschik (1979).
c) Westliches Subborealgebiet (England und benachbarte Regionen): Cope (1967, 1978), Wimbledon & Cope (1978), Townson & Wimbledon (1979), Casey et al. (1977), Casey (1973), Rawson et al. (1978).
d) Östliches Subborealgebiet (Russische Plattform): Michajlov (1964), Michajlov & Gerasimov (1966), Gerasimov (1969), Casey et al. (1977), Meseshnikov et al. (1979), Kutek & Zeiss (1974), Zeiss (1977a), Sazanova (1977), Zakharov (1981).
e) Borealer Bereich (Nordwest- und Nordsibirien, Grönland und N-Kanada): Saks et al. (1976, 1980), Zakharov (1981), Callomon & Birkelund (1982 MS), Jeletzky (1979), Surlyk (1978).
f) Ostpazifischer Bereich (Westliches Nord- und Süd-Amerika, Mittelamerika): Jeletzky (1973, 1975), Imlay & Jones (1970), Frebold & Tipper (1970), Verma & Westermann (1973), A. Leanza (1945), H. Leanza (1980, 1981), H. Leanza & Wiedmann (1980).

C. DAS OBER-TITHON UND SEINE ÄQUIVALENTE

Das Ober-Tithon umfaßt seit der Abstimmung nach dem Kolloquium in Lyon & Neuchatel (1973) nur noch zwei Zonen: *Micracanthoceras micracanthum* (unten) und *Durangites* (oben). Die *Jacobi*-Zone wurde mit der *Grandis*-Zone vereinigt und dem Berrias zugeschlagen.

Auf Grund der von Enay & Geyssant (1975) und Oloriz & Tavera (1981) neu aufgestellten Gliederungen für das mediterrane Ober-Tithon ist eine bessere Vergleichsmöglichkeit mit dem Ober-Tithon Mittel- und Südamerikas gegeben als mit der von Wiedmann (1980a, b) verwendeten „Standardzonation", welche z. T. aus dem Submediterrangebiet stammt.

Außerdem bieten die Untersuchungsergebnisse von Enay (1972), Verma & Westermann (1973) und Imlay & Jones (1970) wichtige Quellen für die hier vorgelegten Korrelationen, Arbeiten, deren Ergebnisse manche Autoren zu wenig berücksichtigten und sie deshalb zu falschen Schlüssen führten.

Vergleichen wir nun die Ammonitenabfolgen des Ober-Tithon im westlichen Mediterrangebiet mit jenen im ostpazifischen Bereich Amerikas, so ergibt sich, daß viele leitende Gattungen in beiden Gebieten vorkommen (vgl. Enay & Geyssant 1975, Oloriz & Tavera 1981, H. Leanza 1981). Es ist also die Möglichkeit einer direkten Korrelation zwischen beiden Gebieten gegeben (vgl. Tab. 1). Im unteren Teil der *Micracanthum*-Zone Südspaniens tritt, ebenso wie in der *Internispinosum*-Zone Südamerikas, erstmals eine Art der Gattung *Corongoceras* auf; *Corongoceras* und *Micracanthoceras* erreichen dann im oberen Teil der *Micracanthum*-Zone ihre Hauptverbreitung, in der darüber folgenden *Durangites*-

[1]) Hoedemaker (1981) hält auf Grund des allgemeinen Umschwunges in der Ammonitenfauna die Basis der *Occitanica*-Zone für die am besten geeignete Jura-/Kreidegrenze, Wiedmann (1974) und Drushtchitz & Gorbatschik (1979) plädieren für Basis des Valangin *(Pertransiens*-Zone). Beide Ansichten sind in Tab. 1 jeweils durch (×) markiert.

Zone kommen beide Gattungen ebenfalls, aber nur noch untergeordnet, vor. Es ist deshalb anzunehmen, daß der untere Teil der *Micracanthum*-Zone Südspaniens der *Internispinosum*-Zone in Südamerika entspricht, also ein etwas jüngeres Alter besitzt als H. LEANZA (1980) auf Grund der Perisphincten-Assoziation annahm. Hierfür spricht auch das Vorkommen von *Hemispiticeras*, das in Spanien erst in der oberen *Micracanthum*-Zone vorkommt. Ferner kann man den oberen Teil der *Micracanthum*-Zone Südspaniens mit dem unteren Teil der *Corongoceras alternans* führenden Schichten Südamerikas, die *Durangites*-Zone mit deren oberem Teil korrelieren. Es ist interessant, daß *Durangites* von ENAY et al. (1976) auch im östlichen Mediterrangebiet in der Süd-Türkei gefunden wurde.

Im östlichen Submediterrangebiet (Bulgarien, östl. Mitteleuropa, Krim, Kaukasus) wird die *Micracanthum*- und die *Durangites*-Zone durch die Zone des *Paraulacosphinctes transitorius* und des *Micracanthoceras micracanthum* vertreten (vgl. SAPUNOV 1977). Beide Arten haben hier offenbar eine größere Vertikalverbreitung wie in Süd-Spanien. Dies ergibt sich auch daraus, daß *Crassicollaria alpina* (Zone A) sowohl die mediterrane *Micracanthum*-Subzone und die *Durangites*-Zone als auch die *Transitorius-Micracanthum*-Zone in ihrer Gesamterstreckung charakterisiert (GEYSSANT 1979, TAVERA & OLORIZ 1981, MAKARJEVA 1979, SAPUNOV 1977). GERASSIMOV et al. (1975) und SAPUNOV (1977) schlossen auch noch die darüber folgende *Jacobi*- [= *Chaperi*- und *Delphinensis*-] Zone mit in die letztgenannte Zone ein (vgl. hierzu S. 433). HOEDEMAKER (1982 a) verwendet den Begriff *Transitorius*-Superzone (unter Einschluß der *Jacobi-Grandis*-Zone). Eine Diskussion hierüber soll an anderer Stelle erfolgen.

Von Südamerika aus läßt sich die Korrelation der Schichten mit *Corongoceras* und *Micracanthoceras* nach Norden bis Mexiko durchführen. Hier gesellen sich *Durangites* und *Kossmatia* als weitere kennzeichnende Faunenelemente hinzu (VERMA & WESTERMANN 1973). Mit Hilfe der beiden letztgenannten Gattungen ist auch die Korrelation nach Kalifornien möglich; *Kossmatia* tritt dort zusammen mit leitenden Arten der Bivalvia-Gattung *Buchia* auf *(B. piochii, B. elderensis)*. *Buchia piochii* kommt weiter im Norden, im westlichen Kanada, zusammen mit der subborealen Ammoniten-Gattung *Titanites* vor (FREBOLD & TIPPER, 1970, S. 17), so daß wir hier eine Korrelierung zwischen pazifischen und subborealen Faunen vornehmen können. Man geht kaum fehl, wenn man die *Titanites occidentalis* und *Buchia piochii* führenden Schichten mit jenen subborealen Schichten Englands und Nord-Frankreichs parallelisiert, die dieselbe Gattung *(Galbanites okusensis – Paracraspedites oppressus*-Zone) bzw. nahe verwandte Gruppen *(Glaucolithites glaucolithus*-Zone, ? *Progalbanites albani*-Zone) enthalten. Sonst kommt die Gattung *Titanites* nur fraglich in Grönland (SPATH 1936, S. 155) und möglicherweise in der Russischen Plattform vor (ARKELL 1946, S. 24 u. 28). – Im übrigen ist auch eine direkte Korrelation des unteren Abschnittes der *Buchia piochii*-Zone *(B. elderensis*-Subzone) mit dem Mittel-Volgien des borealen Bereiches möglich (vgl. ZAKHAROV 1981, Tab. 3; SURLYK & ZAKHAROV 1982, Tab. 3).

Zwischen dem Mediterrangebiet und dem Subborealgebiet erfolgt die Korrelation der tieferen Schichten des Ober-Tithon am sichersten über das Submediterrangebiet des östlichen Mittel-Europa (KUTEK & ZEISS, 1974, 1975; ZEISS 1977 a). Über der mitteltithonischen Zone des *Pseudovirgatites puschi* (mit *Ilowaiskya tenuicostata* und *Isterites subpalmatus)* folgt in Polen die Zone des *Zaraiskites scythicus* (mit *Isterites mazoviensis)*, der in Österreich und der CSSR die Zone des *Pseudovirgatites scruposus* (mit *Pavlovia iatrensis* und *Isterites austriacus)* äquivalent ist.

Im Liegenden und Hangenden dieser Schichten ist die direkte Korrelation zwischen Submediterran- und Subborealgebiet im Detail unsicher.

Ebenfalls mehr Detail-Probleme als ursprünglich angenommen, wirft die Korrelation zwischen den Subborealgebieten Englands und der Russischen Plattform sowie den Borealgebieten in Grönland und Nord-Sibirien auf. Die in Tab. 1 vorgenommene Korrelation fußt auf den Publikationen von CASEY (1973), CASEY et al. (1977), SAKS et al. (1976, 1980), COPE (1978), WIMBLEDON & COPE (1978) und CALLOMON & BIRKELUND (1982 MS). Zu bemerken ist, daß Tab. 1 schon fertiggestellt war, als ich die Arbeit von CALLOMON & BIRKELUND erhielt; wegen der großen Bedeutung dieser Arbeit wurde versucht, wenn auch unter Schwierigkeiten, die Zonenfolge Grönlands in Tab. 1 noch mit darzustellen. Es war nicht zu umgehen, daß wegen des fehlenden Raumes Zonen, die in Grönland übereinander folgen, z. T. nebeneinander angeordnet werden mußten.

Die tiefste Index-Art des Mittel-Volgien in Grönland, *Dorsoplanites primus* (CALLOMON & BIRKELUND [MS]) zeigt große Ähnlichkeit zu *Pavlovia* sp. A. (COPE 1978, Fig. 6) aus dem untersten Teil der *Pallasioides*-Zone Englands, in welchem die Index-Art noch nicht auftritt; man trennt diesen daher besser als eigene Subzone ab. Diese tiefsten Teile der Pavlovien-Schichten werden hier, zusammen mit den höchsten Abschnitten der Paravirgatus-Subzone, für Äquivalente des Mittel-Tithon im süddeutschen Submediterrangebiet gehalten. Weitere Untersuchungen, insbesondere über die pavloviden Typen der Neuburger Schichten, sind unbedingt erforderlich, um diese Annahme zu bestätigen.

Die Korrelation der nächsthöheren borealen *Iatrensis*-Zone mit der *Pavlovi*-Zone der Russischen Plattform und damit auch der *Pallasioides*-Zone Englands kann als gesichert gelten. Die darüber folgende Zone der *Strajevskya strajevskyi* Nordwestsibiriens ist faunistisch eng mit der sie unterlagernden und überlagernden Zone verbunden, sogar die Index-Art tritt in diesen Zonen auf (vgl. SAKS et al. 1976, S. 28). Größere zeitliche Lücken zwischen diesen Zonen wird man deshalb wohl ausschließen können. CALLOMON & BIRKELUND parallelisieren sie mit der *Rugosa*-Zone in Grönland und geben als beste faunistische Vergleichsmöglichkeit die Fauna der *Communis*-Zone an; deshalb kann man m. E. die *Strajevskyi*-Zone mit den beiden genannten Zonen gleichsetzen und auf die Annahme einer Lücke im Bereich der *Communis*-Zone verzichten, eine Möglichkeit, die auch CALLOMON & BIRKELUND (1982 MS) nicht ausschlossen.

Zwischen den beiden darüber folgenden grönländischen Zonen des *D. liostracus* und des *D. gracilis* (unterer Teil) sind die faunistischen Unterschiede ebenfalls nicht sehr groß. Auf Grund der Faunenzusammensetzung ist anzunehmen, daß die *D. liostracus* und der untere Teil der *D. gracilis*-Zone der Zone des *D. ilovaiskyi* Sibiriens entsprechen. In England fällt diese Faunenassoziation möglicherweise in die „Lingula beds" der oberen *Rotunda*-Zone, aus denen bisher Ammoni-

		Mediterran			Submediterran		Subboreal			Boreal		Pazifisch				
			Sud-Frankreich, Sud-Spanien			Sudliches Mittel-Europa, Krim, Kaukasus		Russische Plattform	England, Nordliches Mittel-Europa	Gronland, Nord-Sibirien		Kanada		Westliche Vereinigte Staaten	Mittel- und Sud-Amerika	Jura/Kreide Grenze
UNTER-VALANGIN			Thurmanniceras campylotoxum	Calpionellites, T carpathica (E)		Kilianella roubaudiana		Polyptychites michalskii	Polyptychites sp div	Polyptychites michalskii		Polyptychites sp div Thorsteinssonoceras		Neocraspedites giganteus, Buchia keyserlingi	Neocomites wichmanni, Acantholissonia gerthi, Thurmannic pertransiens	
			Th pertransiens, Th otopeta			Thurmanniceras thurmanni		Temnoptychites hoplitoides Ps. undulatoplicatilis	Platylenticeras sp div, Paratollia, Pseudogarnieria	Temnoptychites syzranicus Neotollia klimovskiensis		Temnoptychites, Tollia, Buchia pacifica		Kilianella, Tollia, Thurmanniceras, Bu pacifica		(x)
OBER-BERRIAS	RJASAN	Fauriella boissieri	Berriasella callisto, Tirnovella alpillensis	Calpionellopsis simplex (D1) obl (D2) Lorenz hungarica (D3)	Rjasanites rjasanensis	Fauriella boissieri	Buchia uncitoides	Peregrinoceras aff. albidum	Peregrinoceras albidum	Surites mezeshnikovi, Surites payeri		Surites cf payeri, Buchia uncitoides			Spiticeras damesi, Cuyaniceras transgrediens	
								Surites tzikwinianus	Surites stenomphalus							
						Surites, Euthym. transfig., Rjasanites rjasanensis		Surites spasskensis, Euthym transfigurabilis	Surites icenii	Surites aff. analogus, Buchia jasikovi				Spiticeras (Negreliceras) stoneyense, Neocosmoceras sp., Buchia uncitoides, Bu okensis, Buchia jasikovi		
			Picteticeras picteti			Rjasanites rjasanensis, Tauriceras crassicostatum	Buchia okensis	Rjasanites rjasanensis, Hectoroceras kochi	Hectoroceras kochi	Pseudocrasp anglicus, Hectoroceras kochi	Buchia okensis	Pseudocraspedites aff anglicus, Argentiniceras (?) aff. bituberc., Bu. okensis			Argentiniceras noduliferum, Neocosmoceras egregium	
			Malbosiceras paramimounum (Euthymiceras)		Eu euthymi	Euthymiceras euthymi, Rjasanites sp		Rjasanites, Euthymiceras, Garniericeras	Runctonia runctoni	Chetaites sibiricus, Praetollia maynci						
						Tirnovella berriasensis										B/P
UNTER BERRIAS	OBER WOLGA	Ti occitanica	Dalmasiceras dalmasi	Calpionella elliptica (C)	Ti occitanica	Dalmasiceras dalmasi		Craspedites nodiger / Craspedites kaschpuricus	Subcraspedites lamplughi	Chetaites chetae, Crasp singulare	Buchia unschensis	Praetollia antiqua, Parodontoceras callistoides	B. terebratuloides	Substeueroceras, Proniceras, Blanfordiceras, Buchia aff. okensis, Buchia terebratuloides	Substeueroceras koeneni (Proniceras, Himalayites, Spiticeras, Parodontoceras Berriasella, Aulacosphinctes)	
			Berriasella privasensis			Tirnovella occitanica, Spiticeras spitiense, Buchia volgensis		Craspedites mosquensis	Subcraspedites preplicomphalus Subcraspedites sowerbyi	Craspedites taimyrensis, Buchia volgensis, Buchia okensis		Craspedites canadensis, Buchia terebratuloides, Buchia unschensis,				
			Tirnovella subalpina													(x)
		Ps euxinus	Pseudosubplanites grandis	Calpionella alpina (B)	Ps euxinus	Berriasella latecostata, Pseudosubpl euxinus		Craspedites subditus	Subcraspedites primitivus	Craspedites originalis		Buchia fischeriana		Parodontoceras, Buchia fischeriana, Buchia piochii		
										Craspedites okensis						
			Berriasella jacobi			Chapericeras chaperi		Kaschpurites fulgens		Praechetaites exoticus						M
OBER-TITHON	MITTEL-WOLGA		Durangites	Crassicollaria intermedia (A)		Paraulacosphinctes transitorius, Micracanthoceras micracanthum		Lomonossovella blakei	Paracraspedites oppressus	Epilaugeites vogulicus		Titanites occidentalis, Buchia piochii		Kossmatia, Buchia piochii, Buchia elderensis	Corongoceras alternans (Durangites, Kossmatia, Anavirgatites, Micracanthoceras, Virgatosphinctes, Haldoglochiceras)	
									Titanites anguiformis	Laugeites groenlandicus	?					
									Galbanites kerberus							
								Epivirgatites nikitini	Galb okusensis, Crendonites	Crendonites anguinus	Epivirgatites variabilis					
									Glaucolithites glaucolithus							
			Micracanthoceras micracanthum / P transitorius					Virgatites rosanovi	Progalbanites albani	Epipallasiceras pseudapertum	Taimyrosph. excentricus					
								Virgatites virgatus	Virgatopavlovia fittoni	Dorsopl maximus, Dorsoplanites gracilis		Buchia blanfordiana, Buchia n sp., aff piochii				
			Simplisphinctes	Chitinoidella		Pseudovirgatites scruposus		Zaraiskites scythicus, Pavlovia pavlovi	Pavlovia rotunda	D ilovaiskyi, D liostraca, Strajevskya strajevskyi, D communis, D rugosa					Windhauseniceras internispinosum	
									Pavlovia pallasioides	Pavlovia iatrensis						
MITTEL TITHON	ob. UNTER-WOLGA		Djurjuriceras ponti, Burckhardticeras	Pseudovirgatites puschi, Isterites				Ilowaiskya tenuicostata	Pavlovia n sp. A	Dorsoplanites primus					Aulacosphinctes proximus	
			Simoceras admirandum	Pseudolissoceras bavaricum		Isterites		Ilowaiskya pseudoscythica	Pectinatites dorsetensis			Buchia mosquensis, Buchia rugosa			Pseudolissoceras zitteli	
			Semiformiceras fallauxi, Richterella richteri			Lemencia										
			Semiformiceras semiforme, Haploceras verruciferum			Sublithacoceras, Virgatosimoceras				Paravirgatites sp B						

– – Gegenwartige Lage der Jura-/Kreide-Grenze (B = Boreal, P = Pazifisch, M = Mediteran)

A Zeiss 1982

Korrelationsversuch der Jura-/Kreide-Grenzschichten wichtiger mariner Faunenprovinzen

Tab. 1. Hinsichtlich der Korrelation der *Pr. antiqua*-Zone vgl. man Fußnote 5, S. 435.

tenfunde fehlen (vgl. COPE 1978, Fig. 11). Der obere Teil der *Gracilis*-Zone entspricht vermutlich der *D. maximus*-Zone Sibiriens (zur Obergrenze vgl. unten).

Über der *D. maximus*-Zone folgt in Nordsibirien die *Taimyrosphinctes excentricus*-Zone; sie ist faunistisch eng mit der unterlagernden *Maximus*-Zone verknüpft (vgl. SAKS et al. 1976, S. 240/241). Ob sie nur der *V. fittoni*-Zone Englands entspricht oder ob sie noch in den Bereich der *Albani-/Pseudapertum*-Zone hinaufreicht, läßt sich derzeit nicht sicher beurteilen. SAKS et al. (1976, Tab. 4) parallelisieren sie mit der *Crendonites*- und *Rosanovi*-Zone. Da aber nach diesen Autoren die *Taimyrosphinctes excentricus*-Zone unterhalb der *Epivirgatites variabilis*-Zone, einem Äquivalent der englischen *E. nikitini*-Zone,liegt, kann nur die Parallelisierung mit der *Rosanovi*-Zone richtig sein (vgl. Tab. 1). Hierfür spricht auch, daß *Taimyrosphinctes exentricus* in manchen Exemplaren Formen von *Virgatopavlovia fittoni* ähnlich ist (man vgl. z. B. SAKS et al. 1976, Taf. 24, Fig. 1 mit COPE 1978, Taf. 55, Fig. 1). Es bedarf weiterer Untersuchungen, um abzuklären, ob hier nun eine Zufälligkeit oder engere Verwandtschaft vorliegt.

Über der Zone des *Virgatites rosanovi* folgt in der Russischen Plattform die Zone des *Epivirgatites nikitini*, eine Art, deren Auftreten in England COPE (1978) genau in der oberen *Albani*-Zone fixieren konnte. Nach WIMBLEDON & COPE (1978, S. 183) kommen andere Arten der Gattung auch in tieferen Lagen der *Albani*-Zone vor; hierbei dürfte es sich vermutlich um primitivere Formen, wie *E. vulgaris*, handeln. Wichtig ist das Auftreten von *Epipallasiceras* in dieser Zone. In Grönland treten die ersten Formen dieser Gattung, die Formen der basalen *Albani*-Zone entsprechen, in den obersten Lagen der *Gracilis*-Zone auf (CALLOMON & BIRKELUND 1982 MS), weshalb die Obergrenze dieser Zone etwas über der Untergrenze der *Albani*-Zone zu liegen kommt.

Die ersten Crendoniten (vgl. SPATH 1936, S. 30, 162/163, Taf. 2, Fig. 2) dürften aus der basalen *Glaucolithus*-Zone (bed 13 von BLAKE und von ARKELL 1935) stammen.[2]) In der unteren Glaucolithus-Zone kommt nach WIMBLEDON & COPE (1978, S. 162/163) auch *Leucopetrites caementarius* vor, eine Form, die CALLOMON & BIRKELUND mit *Pavlovia groenlandica* SPATH (‚Behemoth') vergleichen. Die letztgenannte Art kommt in der oberen *Pseudaperta*-Zone Ostgrönlands vor, weshalb es naheliegt die Obergrenze dieser Zone im unteren Abschnitt der *Glaucolithus*-Zone Englands zu suchen. Crendoniten reichen nach den erstgenannten Autoren noch bis in die untere *Kerberus*-Zone; auch die von CALLOMON & BIRKELUND aus Grönland angegebene Art *Cr. leptolobatus* kommt in Südengland in diesem Bereich oder etwas tieferen Lagen vor. In Grönland treten Crendoniten auch noch in der darüber folgenden Zone des *Laugeites groenlandicus* auf. Deshalb ist anzunehmen, daß die *L. groenlandicus*-Zone Ostgrönlands wenigstens teilweise der *K. kerberus*-Zone in Südengland entspricht.

Die Lage von *Epivirgatites nikitini* im südenglischen Portland (vgl. oben) gibt einen guten Anhaltspunkt für die Korrelation mit der gleichnamigen Zone der Russischen Plattform und der Zone einer verwandten Art, *E. variabilis*, in Nordsibirien. Die *E. variabilis*-Zone kann in ihrem unteren Abschnitt sicher mit der *E. nikitini*-Zone parallelisiert werden; da sie jedoch auch Praechetaiten enthält, besteht die Möglichkeit, daß sie bis zur *Praechetaites exoticus*-Zone hinaufreicht, in der diese Gattung häufig auftritt, es sei denn, daß Vertreter dieser Gattung generell auch in tieferen Schichten vorkommen, wie man auf Grund der Funde von „*Virgatosphinctes*" (? = *Praechetaites*) in der *Taimyrosphinctes exentricus*-Zone (vgl. SAKS et al., 1976, S. 244) vermuten kann. Es ist derzeit also nicht möglich, die Obergrenze der *Epivirgatites*-Zonen eindeutig festzulegen. Indirekt kann man aber aus dem Fauneninhalt der nächsthöheren Zone der *Lomonossovella blakei* gewisse Rückschlüsse ziehen. Deren Untergrenze liegt mindestens an der Basis der *Kerberites kerberus*-Zone (vgl. unten).

Über der Zone des *Kerberites kerberus* folgt in England die Zone des *Titanites anguiformis* und die des *Paracraspedites oppressus*. Beide werden auf Grund der großen faunistischen Ähnlichkeit von CALLOMON & BIRKELUND (l. c.) als Subzonen zu einer einzigen *Paracraspedites oppressus*-Zone vereinigt. *Paracraspedites oppressus* wurde auch in den höchsten Horizonten der Blakei-Zone der Russischen Plattform gefunden (CASEY 1973). Ferner berichteten CASEY et al. (1977, S. 19) über den Fund eines *Epilaugeites* in der *Oppressus*-Zone Englands, welcher *E. vogulicus* nahesteht. Diese Art aber stellt den höchsten Zonenindex der Mittel-Wolgastufe NW-Sibiriens und Grönlands dar, eine verwandte Art, *E. arcticum*, den für die altersgleichen Schichten in Nordsibirien. Eine Äquivalenz dieser Zonen am Top der mittleren Wolgastufe ist damit gesichert. Ihre Untergrenze dürfte dagegen nicht zeitgleich sein. Nach CALLOMON & BIRKELUND (1982 MS) sind *Lomonossovella blakei* und einige andere Arten dieser Gattung echte Kerberiten; demgegenüber hatte CASEY (1967, S. 132) diese Arten zu *Lomonossovella* gestellt. Er hielt zudem *Kerberites* und *Lomonossovella* trotz der großen Ähnlichkeit für zwei verschiedene Gattungen. Deshalb und wegen anderer vermuteter Fehlbestimmungen MICHAJLOV's (1957) nahm er eine größere Lücke zwischen *Albani*- und *Oppressus*-Zone an.

Arten von *Lomonossovella* wurden allerdings von GERASSIMOV & MICHAJLOV (1966, S. 132) auch aus tieferen Zonen angegeben, so z. B. *Lomonossovella blakei* aus der *Virgatites virgatus*-Zone. Eine Überprüfung dieser Funde wäre dringend erforderlich. Sollte es sich tatsächlich um die Zonen-Indexart handeln, wäre ihr Wert als solche sehr gering.

Nach CASEY (1973) und CALLOMON & BIRKELUND (1982 MS) besteht die Zone der *Lomonossovella blakei* früherer Autoren, die MICHAJLOV & GERASSIMOV (1966) in die Zone des *Epivirgatites nikitini* einbezogen haben, zu Recht. Das Vorhandensein größerer Schichtlücken wird auch von CALLOMON & BIRKELUND (1982 MS) angenommen. Am wahrscheinlichsten ist es beim gegenwärtigen Kenntnisstand, daß die Schichten der *Epivirgatites- und Lomonossovella*-Zone an verschiedenen Orten der Russischen Plattform Faunen unterschiedlichen Alters führen.

Hierfür gibt auch die neueste Zusammenstellung von MESEZHNIKOV (1982, S. 127) wertvolle Hinweise. Für die Gegend südlich Moskau scheinen kondensierte Faunen mit *Epivirgatites* und *Lomonossovella* charakteristisch zu sein (vgl. a. GERASIMOV & MICHAJLOV 1966), bei Jaroslavl dominieren *Laugeites* und *Lomonossovella* (vgl. a. IVANOV 1979), an der Wolga bei Kaschpur *Epivirgatites nikitini* und bei Gorodišče

---

[2]) = „White cementstone" bei COPE et al. (1980, Tab. 15)

Epivirgatites (?) bipliciformis und *Paracraspedites.* Hieraus leitet MESEZHNIKOV (1962) ebenfalls wieder eine Unterteilung des Schichtkomplexes in mindestens zwei faunistische Horizonte ab: einen unteren mit *Epivirgatites nikitini* (häufig) und *Lomonossovella* (selten) und einen oberen mit *Lomonossovella* (häufig), *Paracraspedites* und *Epivirgatites (?) bipliciformis.* – Die Verhältnisse bei Jaroslavl sprechen aber dafür, daß innerhalb des oberen Horizontes eine weitere Unterteilung in einen unteren Abschnitt mit *Lomonossovella* und *Laugeites* und einen oberen mit *Paracraspedites* möglich ist. Letzterer feht offenbar bei Jaroslavl. Von anderen Lokalitäten erwähnt PAVLOV (1896, Tab. 1) riesige Ammoniten vom Typ des *Amm. giganteus;* eine Untersuchung dieser Formen wäre zur Klärung der genauen stratigraphischen Verhältnisse dringend erforderlich. Insgesamt aber dürften die Schichten mit der Hauptverbreitung von *Lomonossovella,* mit *Epivirgatites (?) bipliciformis* und *Paracraspedites* (‚Zone der *Lomonossovella blakei*') der *Laugeites* und *Epilaugeites*-Zone in Sibirien entsprechen, wie in Tab. 1 dargestellt.

D. DAS UNTER-BERRIAS UND SEINE ÄQUIVALENTE

Im Mediterran- und Submediterrangebiet folgt über dem Ober-Tithon das Unter-Berrias; es gliedert sich in *Jacobi-/Grandis*-Zone (unten) und *Occitanica*-Zone (oben). Für die erstgenannte Zone wird auch der Name *Euxinus*-Zone bzw. *Euxinus-/Ponticus*-Zone verwendet (DRUSHTCHITZ 1975, HOEDEMAKER 1982, ALLEMANN et al. 1975); für die zweite auch der Begriff *privasensis*-Zone (ALLEMAN et al. 1975). Hierzu wäre zu bemerken, daß *Ps. euxinus* und *Ps. ponticus* nach LE HÉGARAT (1973, S. 32) und HOEDEMAKER (1982, Tab. 2) in der *Jacobi*-Zone nur eine eingeschränkte vertikale Verbreitung haben. Nach der Tabelle von HOEDEMAKER erreicht *Ps. ponticus* die größere Vertikalverbreitung, er gibt aber *Ps. euxinus* den Vorzug. Eine für beide Zonen gemeinsame Art mit großer Vertikalverbreitung scheint demgegenüber *B. chomaracensis* zu sein (LE HÉGARAT, 1973, S. 52, HOEDEMAKER 1982, Tab. 2). Vor einer endgültigen Benennung sollte die Brauchbarkeit in möglichst vielen Profilen überprüft werden. Bis dahin scheint mir für das Mediterrangebiet der gut eingebürgerte Begriff *Jacobi-/Grandis*-Zone eindeutiger zu sein. Anders steht es mit der *Occitanica*- bzw. *Privasensis*-Zone; die Vertikalverbreitung dieser Arten deckt sich in Frankreich; in Spanien ist *B. privasensis* im Gesamtbereich der *Occitanica*-Zone anzutreffen, *Ti. occitanica* selbst aber nur im oberen Abschnitt. Da allerdings auch hier lokale Gegebenheiten eine Rolle spielen können, bleibt die Bearbeitung weiterer Profile in Südspanien und anderswo abzuwarten, bis endgültige Schlüsse gezogen werden können.

Über die Äquivalente des Unter-Berrias in Amerika und im borealen Bereich gibt es sehr unterschiedliche Auffassungen (man vgl. z. B. CASEY 1973, DORHÖFER & NORRIS 1976, GERASSIMOV et al. 1975, H. LEANZA 1980, 1981, MAREK & RACZYNSKA 1979, SAZANOVA & SAZANOV 1979, 1982, SAKS et al. 1980, SURLYK 1978, WIEDMANN 1980a, b, ZEISS 1977, 1979). Demgegenüber ist die Korrelation im Mediterran- und Submediterrangebiet Europas relativ einfach, da im großen und ganzen die gleichen Ammoniten- und Calpionellen-Abfolgen auftreten. Im Detail gibt es auch hier Unterschiede, die man allerdings nicht überbewerten sollte (man vgl. KVANTALIANI & LYSSENKO 1979, DRUSHTCHITZ & GORBATSCHIK 1979, LE HÉGARAT 1973, ALLEMANN et al. 1975, HOEDEMAKER 1981, 1982, SAPUNOV 1977, SACHAROV 1975). Es bleibt insbesondere abzuklären, ob die festgestellten faunistischen Unterschiede, insbesondere die uunterschiedliche Vertikalverbreitung einzelner Arten, nur lokaler Natur sind.

Die Korrelation vom Mediterrangebiet zum Borealgebiet ist zur Zeit der Zone der *Berriasella jacobi* (und des *Ps. grandis)* nur über den nördlichen, ostpazifischen Bereich angenähert möglich. In Kalifornien finden wir über der eigentlichen Zone der *Buchia piochii* eine Zone mit *Buchia piochii* und *Buchia fischeriana.* Zusammen mit diesen beiden Arten wurde *Parodontoceras* gefunden; deshalb korrelierten IMLAY & JONES (1970) diese Zone mit dem unteren Teil der *Proniceras*- und *Substeueroceras*-Zone in Mexiko bzw. dem unteren Teil der Zone des *Substeueroceras koeneni* in Südamerika. Dieser entspricht dem unteren Abschnitt der „*Substeueroceras-Berriasella* assemblage zone" von VERMA & WESTERMANN (1973). Da *Paradontoceras* zu den frühen Berriaselliden gehört, erscheint diese Korrelation akzeptabel und kann weiter nach Europa verfolgt werden, wo Äquivalente in der *Jacobi*- und *Grandis*-Zone vorliegen dürften (HOEDEMAKER 1982). Die oben erwähnte *Buchia fischeriana* ist auch aus dem Boreal- und Subborealgebiet bekannt geworden: GERASSIMOV (1969) gibt spärliche Funde aus der Zone des *Epivirgatites nikitini,* des *Craspedites nodiger* und des *Rjasanites rjasanensis* an; über nicht so seltene Funde berichtet er aus der Zone des *Craspedites subditus* und des *Kaschpurites fulgens.* Offenbar tritt in den beiden letzten Zonen *B. fischeriana* in der Russischen Plattform erstmals häufiger auf; unter Berücksichtigung der Verbreitung in Nord-Amerika (vgl. oben) erscheint es gerechtfertigt, die dortige Zone der *Buchia fischeriana* mit den beiden genannten Zonen der Russischen Plattform zu parallelisieren (vgl. auch SAKS et al. 1976, Tab. 14).In gleichem Sinn parallelisiert ZAKHAROV (1981, Tab. 3) die Zone der *Buchia fischeriana* N-Amerikas mit der Zone der *Buchia obliqua* der Russischen Plattform bzw. der *Craspedites okensis*-Zone N-Sibiriens.

Nach LE HÉGARAT (1973) folgt über der Zone des *Pseudosubplanites grandis* die Zone der *Tirnovella occitanica,* die das obere Unter-Berrias an der Typuslokalität in SE-Frankreich aufbaut. Diese Zone läßt sich dort in drei Subzonen untergliedern und zwar von unten nach oben: *Tirnovella subalpina, Berriasella privasensis* und *Dalmasiceras dalmasi;* diese drei Subzonen finden sich in Tabelle 1 eingetragen.

Während es ein Hauptanliegen einer früheren Arbeit des Verfassers war, die zeitliche Äquivalenz zwischen der mediterranen Zone der *Tirnovella occitanica* und der subborealen obervolgischen Zone des *Craspedites nodiger* nachzuweisen (ZEISS 1979, S. 18, Tab. 1), soll hier vor allem die Frage nach den Äquivalenten der *Occitanica*-Zone im ostpazifischen Bereich nochmals diskutiert werden.

Ein Überschneidungsbereich mediterraner und pazifischer Faunen liegt offenbar im Nordirak, von wo L. F. SPATH (1950, S. 97) eine *Berriasella* der *Privasensis*-Gruppe zusammen mit *Parodontoceras* und *Protacanthodiscus* angibt; die Schichtenfolge enthält in tieferen Lagen auch *Substeueroceras*. L. F. SPATH betrachtete diese Schichten als höchstes Tithon, da er damals die Jura-Kreide-Grenze zwischen *Privasensis*- und *Boissieri*-Zone legte. Das entspricht in etwa der Lage der Jura-/Kreide-Grenze im borealen Bereich heute. Eine genauere Bearbeitung dieser wichtigen Faunen ist geplant. Neben dieser direkten Vergleichsmöglichkeit kann man die Korrelation zwischen pazifischen und mediterranen Faunen auch über den Umweg über das boreale Gebiet erreichen. In Kalifornien, Oregon und West-Kanada überschneiden sich nach den Untersuchungen von IMLAY & JONES (1970) und JELETZKY (1965, 1973, 1975) subboreale und boreale Buchien mit pazifischen Ammoniten.

In Kalifornien und Oregon folgt über der Zone der *Buchia piochii* die Zone der *Buchia fischeriana* (vgl. S. 433), die *Substeueroceras, Proniceras, Blanfordiceras* sowie *Buchia terebratuloides* und *Bu.* aff. *okensis* führt. *Substeueroceras* und *Proniceras* weisen auf den oberen Teil der Zone hin. Einerseits ist also der Anschluß an die oberen Teile der *Substeueroceras*-Zone Mittel- und Südamerikas gegeben, andererseits die Möglichkeit, mit Hilfe der Buchien weiter nach Kanada zu korrelieren. Dort enthalten die Schichten mit *Buchia terebratuloides* sowohl eine pazifische Ammonitengattung *(Parodontoceras)* als auch boreale Vertreter *(Praetollia antiqua, Craspedites canadensis)*. Wichtig ist auch das Auftreten der Art *Buchia unschensis*, mit deren Hilfe man gleichalte Schichten im eigentlichen borealen Bereich feststellen kann; aber auch die Craspediten bestätigen die Parallelisierung der *Craspedites canadensis-/Praetollia antiqua*-Zonen in Kanada mit der *Craspedites taimyrensis-/Chetaites chetae*-Abfolge in Grönland und Nordsibirien sowie zur *Craspedites nodiger*-Zone der Russischen Plattform, an derem Top sich möglicherweise eine kleine Schichtlücke befindet.[3] Die weitere Korrelation nach England hat bereits CASEY (1973) durchgeführt. Die Äquivalenz des amerikanischen Ober-Tithon und der oberen Wolgastufe erscheint somit hinreichend gesichert.[4] Es bleibt noch kurz die direkte Korrelationsmöglichkeit submediterranes Unter-Berrias – subboreale Ober-Wolgastufe zu erörtern (man vgl. a. ZEISS 1979, S. 18). In der Zone der *Tirnovella occitanica* des nordöstlichen Kaukasus tritt erstmals *Buchia volgensis* auf; dasselbe gilt für die *Craspedites nodiger*-Zone der Russischen Plattform bzw. für die *Craspedites taimyrensis*-Zone Sibiriens (SACHAROV 1975, POKARISKAJA 1971, SAKS et al. 1976). Es sei betont, daß es sich bei diesen Zitaten um das erste Auftreten der Art, nicht aber um die Hauptverbreitung handelt, die erst höher im Rjasan bzw. Ober-Berrias anzutreffen ist. Neben diesem faunistischen Hinweis kann man die Äquivalenz *Occitanica*-Zone – *Nodiger*-Zone auch aus der stratigraphischen Position dieser Zonen ableiten. Sowohl im Hangenden als auch im Liegenden sind die Schichten gut korrelierbar (vgl. unten und S. 433 sowie Tab. 1).

E. DAS OBER-BERRIAS UND SEINE „ÄQUIVALENTE"

Über dem Unter-Berrias des Mediterran- und Submediterrangebietes folgt das Ober-Berrias, das, wie zu zeigen sein wird, dem „Berrias" des subborealen, borealen sowie des pazifischen Bereiches entspricht. Seit CASEY (1973) die zeitlichen Beziehungen zwischen Ober-Wolgastufe und Tithon bzw. Berrias richtig erkannte, schlug er, um Verwechslungen künftig zu vermeiden, den Gebrauch des „Rjasan" für die unterste Stufe des Kreide-Systems im borealen und subborealen Faunengebiet vor. Diesem Vorschlag folgten auch RAWSON et al., 1978) und die International Working Group on the Jurassic-/Cretaceous-Boundary 1982 (vgl. S. 428).

Das Ober-Berrias im westmediterranen Bereich enthält nur eine Zone, die aber in drei Subzonen gegliedert wird (LE HÉGARAT 1973): Zone der *Fauriella boissieri* (Subzonen des *Malbosiceras paramimounum*, des *Picteticeras picteti* und der *Berriasella callisto*). Neuerdings trennt HOEDEMAKER (1982 a) die obere Subzone ab und stellt sie, als *Tirn. alpillensis*-Subzone, zum Valangin. Für dieses Verfahren führt er Gründe in der Faunenentwicklung an. So sehr diese auch berechtigt sein mögen, scheint es doch unzweckmäßig, das gerade durch einen Hypostratotyp neu definierte Valangin (BUSNARDO et al. 1979) sowie das durch die Arbeiten von LE HÉGARAT & REMANE (1968), LE HÉGARAT (1973) und die Abstimmung nach dem Colloque in Lyon-Neuchâtel (1975) klar definierte Berrias ohne eine ausführliche Diskussion in den betroffenen Working Groups der Internationalen Stratigraphischen Kommission erneut in ihrem Umfang zu verändern. Hinzu kommt, daß gerade das Ober-Berrias in seiner Gesamtheit eine wesentliche Rolle bei der Korrelation zwischen borealem und mediterranem Bereich zukommt und daß hierbei die Zone der *F. boissieri* (sensu LE HÉGARAT) eine der am meisten verwendeten Zonen des Berrias ist.

Die soeben angesprochene Korrelation vom mediterranen Bereich in den borealen erfolgt am besten über die submediterranen und subborealen Gebiete des Kaukasus und der Russischen Plattform. Im nordöstlichen Kaukasus folgt über der *Dalmasi*-Subzone der *Occitanica*-Zone eine Zone des *Euthymiceras euthymi*. Auch im Standardprofil des Berrias in SE-Frankreich tritt *Euthymiceras* in der die *Dalmasi*-Subzone überlagernden *Paramimounum*-Subzone auf (LE HÉGARAT 1973). Wichtig ist nun, daß im Kaukasus in dieser Zone erstmals *Rjasanites* vorkommt (SACHAROV 1975, S. 69; 1976, S. 22). Das gibt uns die Möglichkeit, diese Zone mit den Schichten der untersten Rjasanstufe zu parallelisieren, welche ebenfalls *Euthymiceras* und erstmals *Rjasanites* sowie die letzten Vertreter der obervolgischen Gattung *Garnierieras* lieferten (MESESHNIKOV et al. 1979, S. 77); die früher an der Basis angenommene Lücke kann, wenn sie überhaupt vor-

[3]) Man vgl. hierzu auch S. 435.

[4]) Neuerdings von JELETZKY (1982) und MESEZHNIKOV (1982) skizzenhaft publizierte anderslautende Ansichten gehen nach Meinung des Verfassers von falschen Vorraussetzungen aus. Zudem ist eine Diskussion erst nach ausführlicher und bildlicher Dokumentation möglich.

Luxemburg I, II (1964, 1970)	Lyon-Neuchatel (1975)	England (G.S.London 1978/1980)	UdSSR (1972-1981)	Frankreich (G.S.Fr.1971)		Amerika (1945-1981)
	Valangin Pertransiens	Valangin Paratollia	Valangin Undulatoplicatilis	Valangin	Valangin	Valangin
	Berrias Jacobi-/Grandis	Rjasan Runctoni	Berrias Rjasan.		Berrias	Berrias
		Portland Albani	W o l g a Kaschpur			Tithon
Portland oder Wolga oder Tithon Gravesia	Tithon Hybonotum		Gorodisce Klimovi	Portland	Tithon	
Kimmeridge Baylei-/Platynota		Kimmeridge Baylei	Kimmeridge	Kimmeridge	Kimmeridge	Kimmeridge

Die derzeit verwendeten Stufen im Bereich der Jura-/Kreidegrenze (teils prov.)

Tab. 2. Literatur-Quellen:

Spalte 1 (Luxemburg I, II): MAUBEUGE (red.) 1964, 1970.
Spalte 2 (Lyon-Neuchatel): Comité d'Organisation s. u. FLANDRIN et al. 1975.
Spalte 3 (England): RAWSON et al. 1978, COPE et al. 1980.
Spalte 4 (UdSSR): verschiedene Autoren, z. B. SAKS et al. 1972, 1976, 1980, SAZANOVA & SAZANOV 1979 und ZAKHAROV (1981).
Spalte 5 (Frankreich): MOUTERDE et al. 1971, ENAY et al. 1980.
Spalte 6 (Amerika): verschiedene Autoren, z. B. A. LEANZA 1945, JELETZKY 1973, IMLAY 1980 und H. LEANZA 1981.

handen ist, nur einen sehr kleinen Zeitabschnitt umfassen (?*T. berriasensis*-Subzone), da unter dieser Schicht ein Horizont liegt, der nur das obervolgische *Garniericeras* lieferte. – Die weitere Korrelation dieser Zone gelang bereits CASEY et al. (1977, Tab. 2); ihr Pendant in England ist die *Runctoni*-Zone, in Sibirien und Grönland die *Sibiricus-/Maynci*-Zone.

Im Submediterrangebiet folgt darüber die eigentliche *Rjasanites*-Zone, deren Äquivalenz mit der *Picteti*-Zone des Mediterrangebietes SACHAROV (1975), MAKARJEVA (1979) und KVANTALIANI & LYSSENKO (1979) nachwiesen. Die Korrelation in das Subborealgebiet kann ohne Schwierigkeit erfolgen: dort treten *Rjasanites* und *Euthymiceras* zusammen mit *Hectoroceras* auf; darüber folgt die Hauptverbreitung von *Rjasanites*, im unteren Abschnitt nur mit *Euthymiceras* als Mitläufer (MESESHNIKOV et al. 1979).

Für die weitere Korrelation ins boreale Gebiet erwiesen sich Funde der Gattung *Hectoceras* als besonders wichtig (CASEY et al. 1977, Tab. 2). Bedeutsam ist auch das gehäufte Vorkommen der leitenden Buchien-Art *B. okensis* in dieser und der vorangegangenen Zone. Zusammen mit *Pseudocraspedites* aff. *anglicus* ermöglicht sie die Brücke nach Kanada zu schlagen und auch in den westlichen USA die Äquivalente beider Zonen aufzuspüren.[5]

Nach IMLAY & JONES (1970) und JELETZKY (1973) werden im westlichen Nordamerika die Schichten mit *Buchia terebratuloides* und *B. unschensis* (vgl. S. 434) von solchen mit *Buchia okensis* und *Buchia uncitoides* überlagert (Zone des *N. stoneyense*). Diese enthalten jüngere Berriasellen, wie z. B. *B.* aff. *gallica*, dazu *Argentiniceras*, *Negreliceras* und *Neocosmoceras* (vgl. Tab. 1). Diese Gattungen treten auch in der südamerikanischen Zone des *Argentiniceras noduliferum* und der des *Spiticeras damesi* auf. Das Vorkommen von *Bu*-

[5]) Während SURLYK (1978, Tab. 3) die Untergrenze der *Buchia okensis*-Zone an die Basis der Rjasanstufe gelegt hatte und der Autor ihm in der vorliegenden Arbeit dabei folgte (vgl. Tab. 1), legten SURLYK & ZAKHAROV (1982, Tab. 3) diese Grenze an die Obergrenze der *Ch. sibiricus*-Zone. Daraus ergibt sich, daß die vom Verfasser ursprünglich vorgenommene Korrelation der *Praetollia antiqua*-Zone mit *Buchia unschensis* und *B. terebratuloides* mit der *Ch. sibiricus*-Zone (ZEISS 1979, Tab. 1) und damit mit dem untersten Rjasan doch zutrifft. Ob deshalb eventuell auch die Obergrenze der *Buchia* aff. *okensis-/Substeueroceras*-Zone im ostpazifischen Bereich höherzulegen ist, wie von SURLYK & ZAKHAROV (l. c.) angedeutet, bedarf noch weiterer Untersuchungen, ist aber nicht auszuschließen.

chia jasikovi und *Buchia unicitoides* in der Zone des *Spiticeras stoneyense* („Berrias") Kaliforniens zeigt schließlich an, daß diese Zone das gesamte Ober-Berrias umfassen dürfte und damit als ein Äquivalent der Rjasan-Stufe zu betrachten ist (vgl. a. ZAKHAROV 1981, Tab. 3). Beide Arten sind nämlich in der Russischen Plattform und in Sibirien kennzeichnend für den oberen Abschnitt der Rjasanstufe oberhalb der Zone der *Buchia okensis*. – Die Korrelation der höheren Zonen der Rjasanstufe ist vor allen mit Hilfe der Gattungen *Surites* und *Peregrinoceras* möglich (SAKS et al. 1976, 1980; SAZONOVA 1977; CASEY et al. 1977). – Eine direkte Korrelation vom subborealen zum submediterranen Bereich ist nur bedingt gegeben. In der Russischen Plattform folgt über der Zone des *Rjasanites rjasanensis* die Zone des *Surites spasskensis* und des *Euthymiceras transfigurabilis*, in welcher auch *Rjasanites* und *Externiceras* gefunden wurde (MESEZHNIKOV et al., 1979, S. 77). Hinweise für eine Parallelisierungsmöglichkeit geben vereinzelte Funde von Suriten im Kaukasus (SAZANOVA 1977, S. 16 ex GRIGORIEVA 1938; SACHAROV 1976; LUPPOV et al. 1975, 1979; PROZOROVSKAJA & PROZOROVSKIJ 1979, S. 174). Besonders die von SAZANOVA zitierte Fauna aus dem nordwestlichen Kaukasus ist interessant, denn hier findet sich *Surites* zusammen mit *Euthymiceras* und spärlichen Rjasaniten über einem Horizont mit *Rjasanites maikopensis* (= *Rjasanites rjasanensis* fide KHIMSHIASHVILI 1976). Die Verhältnisse sind also denen der Russischen Plattform sehr ähnlich. Im nordöstlichen Kaukasus gibt SACHAROV (1975, 1976), über dem Hauptvorkommen von *Rjasanites rjasanensis* und *Fauriella boissieri*, in höheren Schichten Funde von *Rj. rjasanensis, Fauriella boissieri* und selten *Surites* cf. *spasskensis* und *B. callisto* an. Auch dieser Horizont dürfte der *Spasskensis-/Transfigurabilis*-Zone entsprechen. Höheres Berriasien ist nach den Untersuchungen von MAKARJEVA (1979) kaum vorhanden, da die Calpionellen-Zone D 3 fehlt, die diesen Zeitabschnitt belegen könnte. Ob das von LUPPOV et al. (1979) als *Surites* abgebildete Exemplar wirklich zu dieser Gattung gehört, erscheint fraglich. Nach LUPPOV et al. (1975) wurde es zusammen mit *Rjasanites* und *Euthymiceras* cf. *transfigurabilis* gefunden; allerdings reicht *Rjasanites* noch höher hinauf. In etwa dürfte dieser Fundkomplex der *Rjasanensis-/Spasskensis*-Zone der Russischen Plattform äquivalent sein. Die unterlagernde Schicht mit *Euthymiceras transcaspius* und *Eu.* cf. *euthymi* sowie *Dalmasiceras* ist mit der *Paramimounum*- und möglicherweise auch noch mit der *Dalmasi*-Subzone gleichzusetzen. Auch aus dem südlich anschließenden Kopet-Dag wurde *Surites* bekannt gemacht (PROZOROVSKAJA & PROZOROVSKIJ 1979); die als Begleitfauna mitgeteilten Ammoniten und Buchien sprechen für einen Zeitraum *Paramimounum-/Euthymi*-Zone bis *Surites tzikwinianus*-Zone einschließlich. Eine detailliertere Aufsammlung und Dokumentation dieser interessanten Fauna wäre sehr wünschenswert. Insbesondere sollte nach weiteren mediterranen Elementen, einschließlich Calpionellen, Ausschau gehalten werden.

Damit sind die Möglichkeiten einer direkten Korrelation zwischen dem subborealen und submediterranen Bereich erschöpft. Die Verhältnisse an der Grenze Berrias/Valangin darzustellen kann nicht mehr Aufgabe dieser Studie sein. Es sei nur der Vollständigkeit halber auf die diesbezüglichen neuesten Untersuchungen von BUSNARDO et al. (1979), CASEY et al. (1977), HOEDEMAKER (1982a, b), KEMPER et al. (1981), THIEULOY (1977), WIEDMANN (1980a) und ZEISS (1979) hingewiesen.

Insgesamt läßt sich feststellen, daß sich die Korrelation des obersten Tithon und „Berrias" Amerikas mit dem mediterranen Berrias und der subborealen Ober-Wolga- und Rjasanstufe gut begründen läßt. Die Korrelation ist in diesem Zeitabschnitt der Erdgeschichten mit starken Regressionen und damit verbundener starker Provenzialisierung der Ammonitenfaunen nur möglich, wenn man einerseits alle zur Verfügung stehenden leitenden Organismengruppen heranzieht, andererseits sein besonderes Augenmerk auf diejenigen Gebiete richtet, wo sich Faunen verschiedener Provinzen überschneiden. In dieser Hinsicht kommt dem Westrand Nordamerikas und dem Kaukasus und anschließenden Gebieten eine ganz besondere Bedeutung zu. Der weiteren Erforschung gerade dieser Gebiete sollte in Zukunft besondere Aufmerksamkeit gewidmet werden.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

ALLEMANN, F., CATALANO, R., FARES, F. & REMANE, J. (1971): Standard Calpionellid Zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Province. – Proc. II Planct. Conf. Roma **1970**, 1337–1340, 1 Tab., Roma.

— — & GRÜN, W. & WIEDMANN, J. (1975): The Berriasian of Carvaca (Prov. of Murcia) in the subbetic zone of Spain and its importance for defining this stage and the Jurassic/Cretaceous boundary. – Mem. B. R. G. M., **86**, 14–22, 3 Tab., Lyon.

ARKELL, W. J. (1935): The Portland Beds of the Dorset Mainland. – Proc. Geol. Assoc., **46**, 301–347, London.

— — (1946): Standard of the European Jurassic. – Bull. geol. Soc. Amer., **57**, 1–34, New York.

BARTHEL, K. W. (1962): Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie der Neuburger Braunkalke. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., N. F. **105**, 1–30, 5 Taf., 4 Abb., München.

— — (1975): The Neuburg area (Bavaria, Germany) as a prospective reference region for the middle Tithonian. – Mem. BRGM, **86**, 332–336, 2 Tab., Lyon.

BUSNARDO, R., THIEULOY, J. P., MOULLADE, M. et alii (1979): Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien. – Stratot. Franç., **6**, 141 S., Paris.

CALLOMON, J. H. & BIRKELUND, T. (1982): The ammonite Zones of the Boreal Volgian (Upper Jurassic) in East Greenland. – Proc. 3rd Intern. Symp. Arct. Geol., Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., **8**, (in press).

CASEY, R. (1967): The position of the Middle Volgian in the English Jurassic. – Proc. Geol. Soc. London, **1967**, 128–133, London.

— — (1973): The ammonite succession at the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern England. – Geol. Spec. Iss., **5**, 193–266, 6 Abb., Taf. 1–10, Liverpool.

— — et al. (1977): Sopostavlenie pograničnych otloženij jury i mela Anglii, Russkoj platformy, pripoljarnogo Urala i Sibiri. – Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., **1977/7**, 14–33, Moskva.

COPE, J. C. W. (1967): The Paleontology and Stratigraphy of the Lower part of the Upper Kimmeridge Clay of Dorset. – Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.) Geol., **15**, 79 S., 33 Taf., London.

— — (1978): The ammonite faunas and stratigraphy of the upper part of the Upper Kimmeridge Clay of Dorset. – Palaeontol., **21**, 469–533, Taf. 45–56, London.

— — et al. (1980): Jurassic. Part two. – Geol. Soc., Spec. Rep., **15**, 109 S., London.

DORHÖFER, G. & NORRIS, G. (1977): Palynostratigraphische Beiträge zur Korrelierung jurassisch-kretazischer Grenzschichten in Deutschland und England. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153**, 50–69, 2 Abb., Stuttgart.

DRUSHTCHITZ, V. V. (1975): The Berriasian of the Crimea and its stratigraphical relations. – Mém. BRGM, **86**, 337–341, 2 Abb., 1 Tab., Paris.

— — & GORBATSCHIK, T. N. (1979): Zonengliederung der Unteren Kreide der südlichen UdSSR nach Ammoniten und Foraminiferen. – Intern. Union Geol. Sci., Ser. A, **6**, 107–116, Stuttgart.

ENAY, R. (1972): Paleogeographie des Ammonites du Jurassique Terminal (Tithonique/Volgien/Portlandien S. L.) et Mobilité Continentale. – Geobios, **5**/4, 355–407, 13 Abb., Lyon.

— — (1976): Faunes anatoliennes (Ammonitina, Jurassique) et domaine biogéographiques Nord et Sud Téthysiens. – Bull. Soc. Géol. Fr. (7), **18**, 533–341, Paris.

— — & GEYSSANT, J. R. (1975): Faunes tithoniques des chaînes bétiques (Éspagne méridionale). – Mem. B. R. G. M., **86**, 38–55, 4 Abb., Lyon.

— — et al. (1980): Synthèse paléogéographique du Jurassique Français. – Docum. Lab. Géol. Lyon, H. S., **5**, 210 S., 42 Taf., Lyon.

FLANDRIN, J. (1975): Discussion générale préliminaire au dépôt des motions. – Mém. BRGM, **86**, 385–393, Paris.

FREBOLD, H. & TIPPER, H. W. (1970): Status of the Jurassic in the Canadien Cordillera of British Columbia, Alberta, and southern Yukon. – Can. Journ. of Earth Sci., 7/1, 1–21, 9 Abb., 1 Tab.

GERASSIMOV, P. A. (1969): Verchnij podjarus volžskogo jarusa zentralnoj časti russkoj platformy. – Akad. Nauk. SSSR, Minist. Geol. SSSR, Mezved. stratigr. Kom., 1–144, 2 Tab., Moskva.

— — et al. (1975): Correlation of the Volgian, Portlandian and Tithonian stages. – Mém. BRGM, **86**, 117–121, Paris.

— — & MIKHAILOV, N. P. (1966): Volgian stage and the geostratigraphical scale for the Upper series of the Jurassic system. – Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., **1966**, 118–138, Moskva.

GEYSSANT, J. (1979): Evolution, Systematique et Dimorphisme d'un nouveau genre d'Ammonite: Baeticoceras. – Palaeontogr., **166 A**, 1–36, Taf. 1–4, Stuttgart.

HOEDEMAKER, PH. (1981): The Jurassic-Cretaceous Boundary near Miravetes (Caravaca, SE Spain); Arguments for its position at the base of the Occitanica Zone. – Cuad. Geol., **10**, 235–247, Granada.

— — (1982): Ammonite biostratigraphy of the uppermost Tithonian, Berriasian, and Lower Valanginian along Rio Argos (Caravaca, SE spain). – Scripta Geol., **65**, 81 S., 6 Taf., 4 Tab., Leiden (1982 a).

— — (1982): Reconsideration of the stratigraphic position of the boundary between the Berriasian and the Nemausian (= Valanginian sensu stricto). – 21 S., Leiden (MS) (1982 b).

HOUŠA, V. (1975): Geology and paleontology of the Stramberg Limestone (upper Tithonian) and the associated Cretaceous beds. – Mem. BRGM, **86**, 342–349, Paris.

IMLAY, R. W. (1980): Jurassic paleobiogeography of the Conterminous United States in its Continental Setting. – Geol. Surv., Prof. Pp., **1062**, 134 S., 34 Abb., 1 Tab., Washington, D. C.

— — & JONES, D. L. (1970): Ammonites from the Buchia Zones in Northwestern California and Southwestern Oregon. – Geol. Surv. Prof. Pp., **647-B**, 1–59, 6 Abb., 2 Tab., Taf. 1–15, Washington.

IVANOV, A. N. (1979): O snačenii rasresa u s. Glebogo (Jaroslavskoe povolž'e) dlja isučenija srednego pod'jarusa Volžskogo jarusa i o resultatach revisii vida Laugeites stschurovskii (Nititin). – Ex: Verchn. jura i Graniz. mel. sist., 49–54, Novosibirsk.

JELETZKY, J. A. (1965): Late Upper Jurassic and early Lower Cretaceous fossil zones of the Canadian Western Cordillera, British Columbia. – Geol. Surv. Can. Bull. **103**, 70 S., 22 Taf., Ottawa.

— — (1970): Cretaceous Macrofaunas in: Geol. & Econ. Min. of Canada, No. 1, 5th ed., 649–658, Ottawa.

— — (1973): Biochronology of the marine boreal latest Jurassic, Berriasian and Valangian in Canada. – Geol. Journ. Spec. Iss. **5**, 41–80, 3 Abb., Taf. 1–7, Liverpool.

— — (1975): Biochronology of Jurassic-Cretaceous transition bed in Canada, the present status. – Mem. BRGM, **86**, 122, Paris.

— — (1979): Eurasian Craspeditid genera Temnoptychites and Tollia in the Lower Valanginian of Sverdrup Basin, district of Franklin. – Geol. Surv. Canada, Bull., **299**, 87 S., Ottawa.

— — (1982): Jurassic-Cretaceous boundary Beds of western and arctic Canada and the Tithonian-Berriasian Boundary in the Boreal Realm. – J. Paleont., **56**/2, Suppl., 13–14, Tulsa. (Abstract).

KEMPER, E. (1981): Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of North-West Europe. – Paleontol., **24**, 251–311, Taf. 34–47, London.

KHIMŠIAŠVILI, N. G. (1976): Ammonidei titony i berriasia Kavkaza. – Inst. Paleobiol. A. N. GSSR, 180 S., 25 Taf., Tbilisi.

KUTEK, J. & WIERZBOWSKI, A. (1979): Lower to Middle Tithonian ammonite succession at Rogoznik in the Pieniny Klippen Belt. – Acta Geol. Polon., **29**, 195–205, Warszawa.

— — & ZEISS, A. (1974): Tithonian-Volgian ammonites from Brzostówka near Tomaszów Mazowiecki, Central Poland. – Acta Geol. Polon., **24**, 505–542, 32 Taf., Warszawa.

KVANTALIANI, I. V. & LYSSENKO, N. I. (1979): K voprosy zonalnogo rasčlenenija Berriasa Kryma. – Bull. Acad. Sci. Georg. SSR, **94**, 629–632, Tbilisi.

LEANZA, A. F. (1945): Ammonites del Jurassico superior y del Cretáceo inferor de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. – Ann. Mus. La Plata, N. S. Paleont. **6**, 99 S., 23 Taf., La Plata.

LEANZA, H. (1980): The Lower and Middle Tithonian Ammonite Fauna from Cerro Lotena, Province of Neuquen, Argentina. – Zitteliana, **5**, 3–49, 9 Taf., München.

— — (1981): Faunas de Ammonites del Jurassico superior y del Cretacico inferior de America del Sur. Con especial consideracion de la Argentina. – Cuenc. sed. Juras. Cret. Amer. Sur, **2**, 559–597, 7 Taf., Buenos Aires.

— — & WIEDMANN, J. (1980): Ammoniten des Valangin und Hauterive (Unterkreide) von Neuquén und Mendoza, Argentinien. – Ecolog. Geol. Helv., **73**, 941–981, 8 Taf., Basel.

LE HÉGARAT, G. (1973): Le Berriasien du Sud-Est de la France. – Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, **43**, 1–576, 70 Abb., 29 Tab., Taf. 1–55, Lyon.

— — & REMANE, J. (1968): Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole, correlation des Ammonites et des Calpionelles. – Geobios, **1**, 7–71, 16 Tab., Taf. 1–10, Lyon.

LUPPOV, N. P. et al. (1975): Le Berriasien du Manguychlak comme lien entre le Berriasien du domaine méditerranéen et celui du domaine boreal. – Mem. BRGM, **86**, 129–134, 1 Tab., Paris.

— — (1979): Paleontologičeskoe obosnovanie sopostavleni ja Berriasia i valanžina Mangyschlaka, jugo-vostočnoj Franzii, severa FRG i russkoj platformy. – ex: Verchn. Jura i Graniz. mel. sist., 159–168, 3 Taf., Novosibirsk.

MAKARJEVA, S. F. (1979): Mezozojskie Tintinnidy svernogo Kavkaza i graniza jurskoj i melovoj sistem. – ex: Verchn. Jura i Graniz. mel. sist., 168–171, 1 Tab., Novosibirsk.

MAREK, S. & RACZYNSKA, A. (1979): Paläogeographie der Unterkreide des nordpolnischen Beckens. – In: Aspekte der Kreide Europas. – IUGS Series A, **6**, 447–462, Stuttgart.

MAUBEUGE, P. L. (1964): Resolutions du Colloque. – Coll. Jurass. Luxembourg 1962, Publ. Instr. Gr.-Ducal, Sect. Sci. Nat. etc., 77–80, Luxembourg.

— — (1970): Resolutions du deuxième Colloque International du Jurassique. – Coll. Jurass. Luxembourg 1967, Publ. Mus. Hist. Nat., S. 38, Luxembourg.

MESEZHNIKOV, M. S. et al. (1979): Stratigrafija rjasanskogo gorizonta na r. Oke. – ex: Verchn. Jura i Graniz. mel. sist., 71–81, Novosibirsk.

— — (1982): Titonskij (Volžskij) jarus. – in: Zony jurskoj sistemy v SSSr. – Mežved. strat. kom. SSSR, Trud., **10**, 120–146, Tab. 15–20, Leningrad.

MOUTERDE, R. et al. (1971): Les Zones du Jurassique en France. – C.-R. somm. séanc. Soc. Géol. Fr., **1971/6**, 1–27, Paris.

OLORIZ, F. (1978): Kimmeridgian-Tithonian inferior en sel sector central de las Cordilleras Beticas (Zona Subbetica), Paleontologia, Biostratigrafia. – Tes. doct. Univ. Granada., **84**, 759 S., 59 Taf., Granada.

— — & Tavera, J. M. (1979): El Tithonico en la zona Subbetica. Cuad. Geol. 10, 489–508, 4 Figs., Granada.

Pavlov, A. (1896): On the classification of the strata between the Kimmeridgian and Aptian. – Quart. J. Geol. Soc. London **52**, 542–555, 1 Tab., Taf. 1, London.

Pozariskaja, G. F. (1971): Berriaskie i nižnevalanžinskie Aucelly russkoj platformy. – Trud. Vnigni, **110**, 111–160, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 27–35, Moskva.

Prozorovskaja, E. L. & Prozorovskij, V. A. (1979): Graniza jurskoj i melovoj sistem v zapadnoj časti srednej Azii. – ex: Verchn. Jura i Graniz. mel sist., 171–180, Novosibirsk.

Rawson, P. et al. (1978): Createous. – Geol. Soc., Spec. Rep., **9**, 70 S., London.

Sacharov, A. S. (1975): Reference section of the north-eastern Caucausus Berriasian. – Mem. BRGM, **86**, 68–76, 2 Tab., Lyon.

— — (1976): Operny razrez Berriasia severo-vostočnogo Kavkaza. – Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., **1976**, 38–46, Moskva.

Saks, V. N. Edit. (1972): The Jurassic-Cretaceous boundary and the Berriasian stage in the Boreal Realm. – Israel Progr. Sci. Transl., 345 S., 46 Taf., Jerusalem.

— — et al. (1976): Stratigrafija jurskoj sistemy severa SSSR. – 436 S., 10 Abb., 14 Tab., 37 Taf., Moskva.

— — (1980): Modern concepts on the development of faunal and zonal stratigraphy of the Jurassic and the Neocomian of the Boreal realm. – Geol. & Geophys., **1980**, 9–26, Novosibirsk.

Sapunov, I. (1979): Ammonoidea. – Foss. Bulg., **III**/3, 243 S., 49 Taf., Sofia.

— — (1977): Ammonite Stratigraphy of the Upper Jurassic in Bulgaria. IV. Tithonian: Substages, Zones and Subzones. – Geol. Balc., 7/2, 43–64, Sofia.

Sazanova, I. G. (1977): Ammonity pograničnych sloev jurskoj i melovoj sistem russkoj platformy. – Trud. Vnigni, **185**, 1–96, 10 Abb., Taf. 1–24, Moskva.

— — & Sazanov, N. T. (1979): The Jurassic-Cretaceous Boundary in the East European Platform. – Intern. Un. Geol. Sci. (A), **6**, 487–494, 1 Tab., Stuttgart.

— — & Sasanov, (1982): Berriasian paleozoogeographic zonation of the European subboreal and submediterranean realms. – 2. Kreide Symposium München, S. 74 (Abstract), München.

Spath, L. F. (1936): The Upper Jurassic Invertebrate Faunas of Cape Leslie, Milne Land. II. – Medd. Grønland, **99**/3, 180 S., 50 Taf., København.

— — (1950): A new Tithonian Ammonoid Fauna from Kurdistan, Northern Iraq. – Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol. **1**/4, 96–137, Taf. 6–10, London.

— — (1952): Additional observations on the invertebrates of the Jurassic and Createaceous of East Greenland. – Medd. Grønland, **133**/4, 40 S., 4 Taf., København.

Surlyk, F. (1978): Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous boundary, East Greenland). – Grønland Geol. Unders., Bull., **128**, S. 1–108, Taf. 1–9, København.

— — & Zakharov, V. A. (1982): Buchiid bivalves from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of East Greenland. – Paleontol., **25**, 727–753, Taf. 72–75, London.

Tavera, J. M. (1979): El Transito Jurassico-Cretacico en la Zona Subbetica. – Cuad. Geol., **10**, 509–511, Granada.

Thieuloy, J.-P. (1977): Les ammonites boréales des formations Néocomiennes du sud-est Français (province subméditerranéenne). – Geobios, **10**, 395–461, 3 Abb., Taf. 1–9, Lyon.

Townson, W. G. & Wimbledon, W. A. (1979): The Portlandian strata of the Bas Boulonnais, France. – Proc. Geol. Ass., **90**, 81–92.

Verma, H. & Westermann, G. E. (1973): The Tithonian (Jurassic) Ammonite Fauna and Stratigraphy of Sierra Catorce, San Luis Potosi, Mexico. – Bull. Amer. Pal., **63**, 107–314, 32 Abb., Taf. 22–56, Ithaca.

Wiedmann, J. (1974): Die Jura-/Kreide-Grenze: Prioritäten, Diastrophen oder Faunenwende. – Mem. BRGM, **75**, 333–338, 3 Abb., Lyon.

— — (1980): El linite Jurassico-Cretacico: Problemas y Soluciones. – Actas II Congr. Argent. Pal. y Biostrat. y I Congreso Latinoam. Pal., 103–120, Buenos Aires 1978 (1980a).

— — (1980): Paläogeographie und Stratigraphie im Grenzbereich Jura/Kreide Südamerikas. – Münster. Forsch. Geol. Paläont. **51**, 27–61, 9 Abb., Tab. 1A–1C, Münster (1980b).

Wimbledon, W. A. & Cope, J. C. W. (1978): The ammonite faunas of the English Portland Beds and the zones of the Portlandian Stage. – Geol. Soc., **135**, (2), 183–190, 2 Abb., 3 Taf., London.

Zakharov, V. A. (1981): Buchidy i biostratigrafija borealnoj verchnej Jury i neokoma. – Trud. Akad. Nauk SSSR, Sib, otd., **458**, 268 S., 60 Taf., Moskva.

Zeiss, A. (1965): Gliederung und Grenzen des Oberen Jura in Europa. – Carp. – Balk. Geol. Ass., VII Congr., Rep. **II**, 1., S. 107–113, Sofia.

— — (1968): Untersuchungen zur Paläontologie der Cephalopoden des Unter-Tithon der Südlichen Frankenalb. – Abh. Bayer. Aka. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N. F. **132**, 190 S., 27 Taf., München.

— — (1974): K voprosy o značenii srednej Evropy dlja vyjasnenija nekotorych problem stratigrafii verchnej jury. – ex: Vopr. stratigr. verch. Jury. – 77–87, Moskva.

— — (1977): Some ammonites of the Klentnice beds (Upper Tithonian) and remarks on correlation problems of the Upper Jurassic. – Acta geol. Pol., **27**/3, 371–386, 3 Taf., Warszawa (1977a).

— — (1977): Stratigraphie. – In: Stud. Inform. u. Forsch. Ber. Inst. f. Paläontol., 62–64, Erlangen (1977b).

— — (1978): Report on the Jurassic-Cretaceous boundary problem. – Newsl. Subcomm. Cret. Stratigr., **9**, 3–6, Copenhagen 1978.

— — (1979): Problema korrelazii v verchnej jure i nekotorye soobraženija o granize jury i mela. – ex: Verchn. Jura i Graniz. mel. sist., 14–28, 1 Tab., Novosibirsk.

Zitteliana	10	439–446	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

The Berriasian of the European realm

By

JOHANNA G. SASONOVA & NIKOLAY T. SASONOV*)

With 2 tables

ABSTRACT

In general stratigraphic scheme (table 1) the Tithonian is accepted as the uppermost Jurassic stage and the Berriasian as the lowermost Cretaceous unit. They correspond in the terms of absolute chronology to the interval between 144–131 m. y. B. P.; the Lower Berriasian boundary is dated as 137 m. y. B. P. During these ages there are identified 6 sedimentary cycles on the Russian Plain as the effect of alterating transgressions and regressions (29), which considerably influenced ecogenesis. Changes of cycles signified new phases of faunal phylogenesis. The intervals between sedimentary cycles had different duration.

KURZFASSUNG

Es wird ein Überblick über den heutigen Stand der biostratigraphischen Gliederung der Jura-Kreide-Grenze der subborealen Provinzen Europas mittels Ammoniten, Belemniten, *Buchia,* Foraminiferen und Tintinniden gegeben. Die Jura-Kreide-Grenze wird an die Oberkante *nikitini-, oppressum-, giganteus-* und *variabilis*-Zonen gelegt. Die Gorodischium Stufe (= Unter-Wolga) entspricht dem Tithon, die Kashpurium Stufe (= Ober-Wolga) den *grandis-* und *occitanica*-(pars)-Zonen des Berrias. Das Ober-Berrias wird als Äquivalent des Ryazan angesehen und entspricht den *boissieri-* und (?) Teilen der *occitanica*-Zonen.

In der anglo-grönländischen Provinz stimmt das Unter-Berrias mit der *subcraspedites*-Zone überein. Das Ober-Berrias wird dem Ryazan gleichgesetzt und umfaßt die *runctoni-, kochi-, icenii-, stenomphalus-,* und *albidum*-Zonen. Das Valanginium setzt mit dem ersten Auftreten von *Platylenticeras* und *Menjaites* ein.

INTRODUCTION

An up-to date account of the phylogenetic stages of ammonites, belemnites, *Buchia,* foraminifera and tintinnids at the Jurassic-Cretaceous boundary of the European Subboreal Provinces is given. The Upper Jurassic boundary is fixed at the top of *nikitini, oppressus, giganteus, variabilis* zones. The Gorodishchian stage is correlated with the Tithonian. The Kashpurian stage is synchronous with *grandis* and *occitanica* (pars) zones. The Upper Berriasian is established as equivalent to the Ryazanian stage and corresponds to *boissieri*-(?)*occitanica* (pars) zones. In the Anglo-Greenland Province the Lower Berriasian corresponds to the zone with *Subcraspedites;* the Upper Berriasian is distinguished as the Ryazanian stage composing *runctoni, kochi, icenii, stenomphalus, albidum* zones. The Valanginian begins with the first occurence of *Platylenticeras* and *Menjaites.*

*) J. G. SASONOVA, N. T. SASONOV, Asovskaja 25/22 – korp. 2, kv. 100, Moscow 113452, USSR.

PALAEOBIOGEOGRAPHICAL ZONATION RECOMMENDED FOR THE BERRIASIAN

The European Subboreal Realm includes the Russian (without Prechernomorskaya depression), Polish, Anglo-Greenland Provinces, the latter being adjointed from the east by the North Siberian Province. The Russian Province is divided into the Pechora, Volga, Dneper-Donetsk and Precaspian subprovinces. The Volga subprovince includes Moscow bay. The Precaspian basin was connected with Mangyshlak Sea through the South Embian strait. The Submediterranean Province includes Mangyshlak, North Caucasian, Crimea-Carpathian (with Dobrudgian intercontinental bay), Middle Europian and South European subprovinces.

Subboreal seas were shallow. The depths up to 50 m occupied 50%, to 100 m – 20%, from 100 to 200 m – 15% of their total water surface; 5% was occupied by lagoons, fresh-water lakes and low accumulative plains. The continental Purbeck-type deposits are known in Dneper-Donetsk subprovince, in Dobrudgian depression, on Busginsk and Sarpinsk-Tengutinsk paleoplains in the west of Precaspian subprovince (30). Purbeck facies are known in the central part of Polish province (table 1). In terms of geochronology, their sedimentation lasted from one to four chrons, the deposits being formed in identical facial conditions. The Subboreal and Mediterra-

Systems	Stages		Subboreal provinces: East European Platform (I) Zones	Stages	Northern Siberia (II) Zones	Stages	NW-Europe England - Greenland Zones	Stages	Submediterranean province: The Central European, Crimean, Carpathian subprovinces Zones
Lower Cretaceous	Valanginian		*Pseudogarnieria undulatoplicatilis* and *Menjaites imperceptus*	Valang.	*Tollia tolli* = *Neotollia klimovskiensis* and *Menjaites* spp. Zone	Valang.	*Platylenticeras heteropleurum*; *Menjaites, Paratollia*	Valang.	*Kilianella roubaudiana*
							Tolypeceras marcousianum		*Thurmanniceras pertransiens*
	Upper Berriasian	Upp. Ryaz.	*Surites (Bogoslovskia) simplex*	Berriasian (= Paksinian N-Sibiria)	*Bojarkia payeri*	Ryazanian=Upp.B.(p)	*Peregrinoceras albidum*; *Bojarkia stenomphalus*	Berriasian	*Fauriella boissieri* = *Berriasella callisto* and *Picteticeras picteti* Zones
			Surites spasskensis		*Caseyiceras analogus*		*Surites (Lynnia) icenii*		
		Lower Ryazanian	*R. rjasanensis* s.l.: *Hectoroceras* ex gr. *kochi* Subzone NE Platform; *Riasanites rjasanensis* s.str. Subzone SE Platform		*Hectoroceras kochi*		*Hectoroceras kochi*		*Malbosiceras malbosi*
			R. maikopensis and *Euthymiceras euthymi* Subzone SE Platform		*Chetaites sibiricus*		*Praetollia (Runctonia) runctoni*		
					Chetaites chetae				
	Lower Berriasian	Kashpurian	*Trautscholdiceras kaschpuricus* & *Craspedites nodiger*: *T. kaschpuricus* and *C. nodiger* Subzone		*Praechetaites*; *C. okensis*; *Taimyroceras taimyrense*	Lower Berriasian (pars)	*Subcraspedites (Volgidiscus) lamplughi*		*Dalmasiceras dalmasi* Subzone
			C. nodiger and *Garniericeras subclypeiforme*				*Subcraspedites preplicomphalus*		*Tirnovella occitanica* = *Berriasella privasensis* Zone
			Craspedites subditus: *C. subditus* and *G. catenulatum* Subzone		*Taimyroceras originalis*		*Subcraspedites (Swinnertonia) primitivus*		*Pseudosubplanites grandis* = *P. euxinus* Zone
			C. okensis Subzone		*C. okensis*				
			Kachpurites fulgens (Central Poland-Purbeckian)		*Praechetaites exoticus*		(Purbeckian England = NW-Europe Wealden + Serpulit + Münder Mergel)		
Upper Jurassic	Upper Tithonian	Upper Gorodishchian			*Epivirgatites vogulicus*	Portlandian	*Paracraspedites oppressus*	Tithonian	*Berriasella jacobi* = *B. chaperi* Zone
			Epivirgatites nikitini		*Laugeites groenlandicus*		*Titanites giganteus*		*Delphinella delphinensis*
			Virgatites virgatus s.l.: *V. rosonovi* and *V. virgatus* Subzone		*Dorsoplanites sachsi* = *Taimyrosphinctes excentricus*		*Glaucolithites gorei*		*Paraulacosphinctes transitorius*; "*Durangites*"; Stramberg beds
			V. virgatus s. str. Subzone		*Dorsoplanites maximus*		*Progalbanites albani*		
			Dorsoplanites panderi & *Zaraiskites scythicus*: *D. panderi* and *Z. zarajskensis* Subzone		*Dorsoplanites ilovaiskii*	Upper Kimmeridgian	*Virgatopavlovia fittoni*; *Pavlovia rotunda*		*Pseudovirgatites scruposus*; *Micracanthoceras micracanthum*
			Pavlovia pavlovi and *Z. scythicus* Subzone		*Pavlovia latriensis*		*Pavlovia pallasioides*		*Zaraiskites* ex gr. *scythicus*
	Lower Tithonian	Lower Gorodishchian (Wetlianian Stage)	*Ilowaiskya pseudoscythicus*: *I. pseudoscythicus* Subzone		*Pectinatites pectinatus* = *P. lideri* Zone		*Pectinatites pectinatus*		*Pseudovirgatites puschi*, *Ilowaiskya*; *ponti* / *fallauxi*; *Pseudolissoceras bavaricum*; *semiforme*; *Danubisphinctes palatinum*, *Ilowaiskya* spp.
			I. sokolovi Subzone		*Subdichotomoceras subcrassum* and *Ilowaiskya* spp.		*Arkellites hudlestoni*; *Virgatosphinctoides wheatleyensis*; *Virgatosphinctoides scitulus*		*Franconites vimineus*; *Usseliceras parvinodosum*; *Dorsoplanitoides triplicatus*; *Usseliceras tagmersheimense*; *Neochetoceras mucronatum*; *Neochetoceras darwinii*
			Gravesia gravesiana = *I. klimovi* Zone (pars)		*Gravesia gravesiana* s.l. = *Eosphinctoceras magnus* Zone		*Gravesia gravesiana* and *G. gigas*; England: *Pectinatites elegans* and *Gravesia* spp. Zones		*Gravesia gravesiana* s.l. = *Hybonoticeras hybonotum* and *Glochiceras lithographicum* Zones

Table 1. Correlation of the stratigraphic schemes of the European Subboreal and Submediterranean Jurassic-Cretaceous boundary beds.
Comp.: I: (1, 3, 8, 18, 19, 29, 30, 31, 32, 35), II: (3, 4, 9, 26, 28, 31, 32), III: (3, 5, 24, 26, 31, 33, 34), IV: (5, 21, 31, 32, 33, 34).

nean realms enjoyed different geological history and biocoenosis evolution. Only two stratigraphic levels of these realms may be considered as isochronous. These are the base of the Tithonian and Gorodischian stages and the base of the Valanginian. All other zones of the realms have a relative correlation. It casts doubt on the expedience to apply the Tethyan stratigrathic scheme to the Subboreal Realm. It seems much better to use provisional names of stages and zones instead. We follow LUPPOV's oppinion (22 p. 14) that the general stratigraphic scheme should be used not as a universal chart but only as a standart for correlation. JANSHIN has shown (22, p. 15) a provisional nature of the west European stages, their stratigraphic inter-connections being extremely intricate. Thus, the vicious circle is arisen: on the one hand, such an intricate character of the West European subdivisions prevents their usage by soviet geologists and on the other hand, the denial of an independant provisional scheme deprives geologists of an opportunity to make a stratigraphic scheme larger than regional. JANSHIN stresses the absurdity of such situation. According to RUZENTSEV & BOGOSLOVSKAJA (27) the present state of knowledge does not permit universal correlation. We would like to point out that the 8th session of the Geological Congress (1900) has determined a stage as a unit of provisional significance. That congress recommended to name stages after geographical places from where they had been originally described. It was also mentioned at that congress that in different countries zones would not be coincident (12, p. 134). It is also remarkable that the name "Tithonian" has never been applied in geological practise to the Subboreal Realm and the Berriasian in the Anglo-Greenland Province is usually accepted as synchronous to the Ryazanian Stage of the Russian Province (table 1), composed of *runctoni, kochi, icenii, stenomphalus, albidum* zones (3, 25). JANSHIN has shown and explained (10) the absence of coeval global transgressions and regressions. According to JANSHIN they happened on the platforms at different times and were caused by development of the continental crust structures more then by eustatic fluctuations of the ocean level. NIKITIN and TCHERNISHOV (21) noted that from the evolutionary point of view a stratigraphic gap in one place must correspond to contineous sediments in the other. All these studies show, that coeval epicontinental basins of different paleogeographical realms were completely or partly isolated. The basins had different duration of existance, which averaged one – two phases, (i. e. 0,25–0,50 m. y. in absolute dating). NAIDIN et al. (17) had shown on the diagrams for each of Cretaceous age and phase the absence of coeval transgressions and regressions in different basins of the East European Platform. Conditions and rates of sedimentation were changed more them once during those periods. Transgressions controlled the lithological composition of sediments and spasmodic changes of faunal phylogenesis. BORISJAK (2) stresses that any evolutional process is a result of interaction between organism and environment, the latter being a species – forming factor. RUZHENTSEV pointed out that the incoming of new ammonite species coincided with the epochs of maximum transgressions and regressions. Changes of rhythms mark the zonal stratigraphic limits and changes of cycles corespond to the boundaries of stages and substages (27). In paleobasins of different provinces the boundaries slide, i. e. they can be fixed on different chronostratigraphic levels. Rich ammonite assemblages intensively developed in paleobasins with favourable hydrochemistry and oxygenous exchange while in basins with extreme conditions prevailed stunted or gigantic forms, whose evolution was accelerated or slackened; large taxons died out more rapidly and endemics had come into being. Discussion of which stage of the Boreal Realm is the Upper Jurassic and which one is the Lower Cretaceous has lasted for over a century. It has been concerned with the terminology of the boundary beds, their volume and synchronous zonal correlation. Three criteria exist for a chronostratigraphical subdivision: 1. incoming of new fauna; 2. its flourishing; 3. its extinction.

For the Russian Province GERASIMOV and MICHAILOV (8) have established the "Volgian stage" in the top of Jurassic strata by uniting mechanically the previously distinguished Lower Volgian and Upper Volgian stages. According to the constructed by this authors scheme of ammonites phylogenetic development during these ages, the critical points of the ammonites history response to the first criterion; they are known at the bases of *panderi, virgatus, fulgens, rjasanensis* zones. At these levels the evolution is interrupted by a revolutionary leap, followed by a qualitatively new phylogenetic phase. Thus, the scheme deprives its authors conclusions that it is expedient to unite the considered deposits into the one "Volgian stage". PAVLOV (24, p. 37) considered the name "Volgian stage" as invalid. He had written "if do not reject completely this unsteady term confusing our literature so much, it is nessesary at least to add author's name and year, for example: NIKITIN's Volgian stage of 1896 etc. Without it, it is impossible to understand what someone means while using names "Volgian deposits" or "Volgian stages". NIKITIN pointed out (20, p. 277), that under the name "Lower and Upper Volgian stage" he always meant the terms of provisional significance; the Volgian deposits substitute in Russia the uppermost part of the Jurassic and the lowermost horizons of the Cretaceous period". NIKITIN never used this name as an independant stratigraphic taxon. He supposed that the names "the Volgian deposits", "the Upper and Lower Volgian stage" as any other scientific terms should be used strictly in the sense attached to them by their author. Or, in case they fail to characterize distinctive groups of deposits, they should be excluded from usage. The boundaries between chronostratigraphic units should be drawn by the incoming of new faunas. This point is stressed in all papers by paleontologists-evolutionists, who support materialistic dialectics. IVANOVA (9) supposed that the bases of organic kingdom history lay in coming of the new contrary to the extinction of the old, as the old could continue to exist for a long time but could not prevent the development of the new. DAVITASHVILI (7) had shown that extinction is a prolongated and uneven evolutionary process. We may add that it is considerably influenced by cosmic factors (by changing its velocity).

CASEY (3), ZEISS (34), SASONOVA & SASONOV (31) and others had shown that the Tithonian and Berriasian correlation of the Mediterranean and Russian provinces is still far from certainty. Following PAVLOV (24) and taking into consideration remarks by NIKITIN (20) and other investigators, we concluded that the name "Volgian stage" was invalid. In our previous paper (31) we renounced this term and substituted "the Lower Volgian" into the Gorodishchian stage, accepting it as synchronous to the Tithonian and instead of "the Upper Volgian" we accepted the Kashpurian stage which corresponded

to *grandis* zone and to lower part of *occitanica* (pars) zone of the Berrias. The Ryazanian stage is synchronous to *boissieri* and possibly to upper part of *occitanica* (pars) zones. On this evidence we determine the Kashpurian + Ryazanian stages as synchronous to the Tethyan Berrias. For the lectostratotype of the Ryazanian stage SASONOVA suggested (29, p. 11–12) a section near the village Chevkino at the River Oka, similiar to the outcrop (now destroyed by land-slide) which was described by BOGOSLOVSKY (1, p. 33–34) from near the village Tsikvino. A powerful transgression at the beginning of the Kashpurian marks a new Cretaceous period of faunal evolution, characterized by incoming of family and genus rank taxons.

THE MAIN STAGES OF FAUNAL EVOLUTIONS

1. AMMONITES

Phylogenetic study of the ammonites which existed at the Jurassic-Cretaceous junction in the Subboreal Realm allow us to destinguish 6 stages of their development.

The first stage begins in the Early Gorodishchian (Vetljanka) age. It is characterized by incoming and flourishing of Pseudovirgatitinae, represented by genus *Ilowaiskya* and its branches *Pseudovirgatites, Subplanites, Pectinatites* etc. which are known during the Early Tithonian in the Middle and South European Subprovinces. The second stage is recognized in the late Gorodishchian, when Virgatitinae *(Ilowaiskya* descendants) phylogenetic lineage *Zaraiskites - Virgatites - Epivirgatites* and *Paracraspedites* dominates. The latter genus we consider as a lateral branch of genus *Epivirgatites* which existed in the norhtern part of the Boreal Province but was absent in the Russian sea. Development of species of *Epivirgatites* differed from normal to gigantism, assymetric type of ribbing and sutures on left and right sides of ammonites. This indicates the extreme life-conditions which brought the whole subfamily of Virgatitinae to extinction.

During the second stage *Dorsoplanites, Pavlovia, Strajevskya, Lomonossovella* etc. of Dorsoplanitinae developed in the Russian Province and such branches of Dorsoplanitinae as *Crendonites, Behemoth* and others, existed in the Anglo-Greenland basin. Dorsoplanitinae extinguished at the end of the second stage. Regression of the Russian and Polish seas begins at the end of *virgatus* phase and reaches a climax at the end of *nikitini* phase. Representatives of Dorsoplanitinae are known as rareties in the Subboreal Realm during the third and fourth stages. They are represented in North Siberia by phylogenetic lineage *Praechetaites-Chetaites* and in the Russian and Anglo-Greenland basins by the lineage of *Pronjaites – Externiceras – Peregrinoceras.*

The third stage corresponds to the Kashpurian age. A leap in ammonites phylogenesis at its beginning is marked by incoming of *Kachpurites – Garniericeras – Craspedites – Trautscholdiceras,* unknown in the Tethyan Realm. The two latter genera correspond to the vicarious genus *Subcraspedites* of the Anglo-Greenland basin and are substituted by *Taimyroceras* in North Siberia. Phylogenetic branch *Kachpurites, Garniericeras, Hectoroceras* s. lato is very distinctly recognized. *Hectoroceras* s. lato is characteristic of the fourth stage when it spreads through all the North Siberian and Anglo-Greenland basins. Typical ribbing of *kochi* s. str. is seen for the first time on the adults of *Garniericeras* which inhabited Moscow basin of the Russian sea at the end of the Kashpurian age. To the same phylogenetic lineage belong the Early Valanginian *Pseudogarnieria* and *Platylenticeras.* By the end of the third stage species of *Trautscholdiceras* obtain ugly assymetric shells and sutures, indicating their dying phase. These species do not occur in the North Siberian and Anglo-Greenland Provinces.

The fourth stage corresponds to the Early Ryazanian. During this time Submediterranean *Riasanites, Euthymiceras, Neocosmoceras, Subsurites, Prorjasanites* migrated from the North Caucasian to the Russian sea through the Mangyshlak and South Embian seaway. At the same time endemic species of the Suritidae genera *Borealites* s. lato and *Subsurites* spp. have been generated. *Riasanites* s. lato is not known nothward of the village Lojno (on the River Kama) latitude. Representatives of this genus exist neither in the Anglo-Greenland and North Siberian Provinces, nor in Pechora subprovince. During *rjasanensis* phase *Hectoroceras kochi* s. lato was developing in these basins. At the end of *rjasanensis* phase *H.* ex gr. *kochi* migrated southward till down the latitude of Ryazan (32, p. 77). There, near the village Kostino, *rjasanensis* zone has a later chronostratigraphic level in its upper part (table 2). For the north-eastern part of the Russian Province it is expedient to establish that level as the upper subzone of the *rjasanensis* zone (table 1). The water temperature strongly influenced faunal migration during the Ryazanian age. The temperature in the sublittoral zone of ferruginous oolitization (near Pehorka on river Menja) was about 30° C and in the Pechora and North Siberian seas did not exceed 7° C (32, p. 101). Fluctuations of the temperature influenced the strength of assamblages, the speed and possibilities of their migration.

The fifth stage corresponds to the Late Ryazanian phase. The water temperature within the Subboreal Provinces in this stage did not exceed 8–10° C and fluctuations were very small. This stage begun with a biological eruption which resulted in flourishing of Suritidae family, comprising 12 genera and 60 species. Suritidae migrated through the Brest strait to the Polish basin, where they coexisted together with Submediterranean berriasellids (15). During this stage Suritidae predominated in the whole Boreal Realm.

The sixth stage begins from the Early Valanginian. It is characterized by a broad development of *Platylenticeras* subfamily which migrated from the Middle European basin through Northern Europe and the Brest strait into the Russian Sea. *Menjaites, Costamenjaites* and other representants of Suritidae family occur in the Russian Sea and Tollinae *(Neotollia, Tollia* and *Praetollia)* are known from North Sibirian Province. Distribution of ammonites reflects an intermittent character of their development. Evolutional stages coincide with changes of sedimentary cycles and correspond to the stratigraphic units of stage and substage.

2. BELEMNITES

Zonal distribution (table 2) is based on V. N. SACHS interpretations of the belemnites, obtained during our mutual sampling from the outcrops near villages Chevkino, Nikitino, Pehorka. *Lagonibelus* s. str. and *Pachyteuthis* died out during *virgatus* and *nikitini* phases at the end of the Gorodishchian age. Relict *Pachyteuthis (Simobelus)* s. str. occur in the North Siberian basin up till the *analogus* zone. Subgenus *Mikrobelus* of *Acroteuthis* takes the supremacy in the Kashpurian Russian Sea and at the same time first *Acroteuthis* s. str. and *Acroteuthis (Boreioteuthis)* make their appearance. Du-

Stages	Pekhorka on Menja river typesection (Sasonova, 1977)	Mosolovo on Neplozhe river	Tchevkino on Oka. Lectostratotype of the Ryazanian Stage	Kashpur on Volga. Lectostratotype of the Kashpurian Stage (Sasonova and Sasonov, 1967)	SE-Transcaspia (domes: Koj-Kora, Zhdali erc.) and Usturt
Valanginian		Z o n e : *Polyptychites keyserlingi* and *P. michalskii.* F a u n a : *Nikitinoceras triptychiformis, Buchia keyserlingi, B. inflata* etc.		Z o n e : *Polyptychites keyserlingi* and *P. michalskii.* F a u n a : *P. clarkei, Buchia inflata*	Z o n e : *Polyptychites keyserlingi* and *P. michalskii.* F a u n a : *P. michalskii, P. clarkei, Buchia inflata, B. keyserlingi*
Valanginian	Z o n e : *Nikitinoceras hoplitoides.* F a u n a : *N. hoplitoides, N. grandiosus, N. triptychiformis, N. syzranicus, N. ribkinianus, Menjaites glaber, Costamenjaites lgovensis, Buchia inflata, B. keyserlingi, B. tolmatschewi* etc. (Beds 9-8)		(Beds 8-6)	Z o n e : *Nikitinoceras hoplitoides.* F a u n a : *N. syzranicus, N. ribkinianus, Buchia inflata, B. keyserlingi, B. tolmatschewi* (Bed 33)	Z o n e : *Nikitinoceras hoploides.* F a u n a : *N. hoplitoides, N. syzranicus, N. ribkinianus, Buchia keyserlingi, B. tolmatschewi*
Valanginian	Z o n e : *Pseudogarnieria undulatoplicatilis.* F a u n a : *Proleopoldia kurmichensis, Platylenticeras geverilianum, Menjaites imperceptus, Luppoviceras validum, Buchia inflata, B. crassa, B. uncitoides, Acroteuthis (Acroteuthis) lateralis, A. (Boreioteuthis) explarata, A. (B.) hauthali* etc. (Bed 7)		*Menjaites glaber, Buchia solida, B. crassicollis*	*Menjaites imperceptus, Pseudogarnieria* spp. etc. (Upper part of bed 32)	In the domes-roofs the deposits are missed or reworked; F a u n a : *Surites* spp., *Buchia terebratuloides, Trigonia* spp.
Ryazanian	Z o n e : *Surites (Bogoslovskia) simplex.* F a u n a : *Surites abalicus, S. (Bogoslovskia) pseudostenomphala, Stchirowskiceras tumefactum, Buchia terebratuloides, B. trigonoides, B. uncitoides, B. surensis* etc. (Bed 6)		Yields no fauna	*Surites* spp., *S. (Bogoslovskia) simplex* (Lower part of bed 32)	
Ryazanian	Z o n e : *Surites spasskensis.* F a u n a : *Surites spasskensis, S. poreckoensis, S. kazakowianus, S. tzikwinianus, Borealites suprasubditus, Chandomirovia ilekensis, Peregrinoceras pressulum, P. subpressulum, Externiceras solovaticum, E. mostjae, Caseyiceras casey, C. dorsorotundus, C. analogus, Buchia unschensis, B. uncitoides, B. terebratuloides, B. volgensis, B. syzranensis, Acroteuthis (Microbelus) russiensis, A. (Acrotheuthis) lateralis, A. (Boreioteuthis) hauthali. Buchia* are in shelly hash. At the base occur redeposited: *Riasanites* spp., *Euthymiceras* spp. etc. (Beds 5-3)		(Beds 5-3)	(Bed 31)	Z o n e : *Surites spasskensis.* F a u n a : *S. spasskensis, S. pechorensis, Chandomirovia ilekensis, Externiceras* spp., *Buchia terebratuloides*
Ryazanian, *Riasanites rjasanensis* s.l.		? S u b z o n e : *?Hectoroceras* ex gr. *kochi*		? S u b z o n e : *Riasanites* spp., *Malbosiceras micheicus* etc. (Beds 30-29)	Z o n e : *Riasanites rjasanensis* and *Euthymiceras transfigurabilis.* F a u n a : *Malbosiceras malbosi, E. transfigurabilis, Negreliceras negreli, Dalmasiceras* aff. *dalmasi, Prorjasanites vnigni, Buchia volgensis, Calpionellopsis simplex, Tintinnopsella carpathica, Trigonia* spp., *Tauriceras* spp.
Ryazanian, *Riasanites rjasanensis* s.l.	S u b z o n e : *Riasanites rjasanensis.* F a u n a : *R. rjasanensis* s. str., *R. swistowianus, Pronjaites plumatum, Pronjaites bidevexus, Borealites suprasubditus, Buchia volgensis, Acroteuthis (Microbelus) russiensis, A. (M.) mosquensis* etc. (Bed 2)	*Neocosmoceras* spp., *Euthymiceras transfigurabilis, Prorjasanites vnigni, Trigonia scapha* etc.	(Bed 2)	(Beds 28-27)	
Ryazanian, *Riasanites rjasanensis* s.l.		S u b z o n e : *Riasanites maikopensis* and *Euthymiceras euthymi.* F a u n a : *R. maikopensis* s.l., *Neocosmoceras* aff. *perarmatum, Prorjasanites vnigni, Euthymiceras euthymi, Malbosiceras* spp., *Trigonia* spp., *Buchia* spp.	(Bed 2)	(Bed 26)	Z o n e : *Riasanites maikopensis* and *Euthymiceras euthymi.* F a u n a : *E. euthymi, Neocosmoceras* spp., *Malbosiceras* spp., *Calpionellopsis simplex*
	Gorodischian Stage: *Dorsoplanites panderi* and *Zaraiskites scythicus* Zone (Bed 1)	Upper Oxfordian Stage: *Amoeboceras alternans* s.l. Zone	(Bed 1)		
Kashpurian Stage; *Trautscholdiceras kaschpurites* and *Craspedites nodiger* Zone				S u b z o n e : *Trautscholdiceras kaschpuricus* and *Craspedites nodiger.* F a u n a : *T. kuznetzowi, T. milkovensis, C. nodiger, Subcraspedites* spp., *Garniericeras subclipeiforme. ?G. tolijense, Buchia volgensis, B. terebratuloides, B. unschensis, Acroteuthis (Microbelus) russiensis, A. (M.) mosquensis* (Bed 25)	South Embe. In the domes-roofs the deposits are thin or absent completely. F a u n a : *Craspedites nodiger, Buchia volgensis, Calpionella alpina, Tintinnopsella carpatica* Usturt. Shachpachtian horizon Shallow-water carbonaceous deposits, 215m thick. The middle layers yield: *Craspedites* spp., *Buchia* spp., *Trigonia* spp., *Tintinnopsella carpathica, Calpionella alpina, C. elliptica*
Kashpurian Stage; *Trautscholdiceras kaschpurites* and *Craspedites nodiger* Zone				S u b z o n e : *Craspedites nodiger* and *Garniericeras subclipeiforme.* F a u n a : *C. nodiger, C. mosquensis* etc. (Bed 24)	
Kashpurian Stage; *Craspedites subditus* Zone				S u b z o n e : *Craspedites subditus* and *Garniericeras subclipeiforme.* F a u n a : *G. catenulatum, G. interjectum, Buchia terebratuloides, B. volgensis, A. (M.) mosquensis* (Bed 23)	
Kashpurian Stage; *Craspedites subditus* Zone				S u b z o n e : *Craspedites okensis.* F a u n a : *C. okensis Garniericeras nov.*, etc. (Bed22)	
Kashpurian Stage				Z o n e : *Kachpurites fulgens.* F a u n a : *K. fulgens, K. subfulgens, Craspedites nekrassovi, C. fragilis, C. krylovi, Buchia volgensis, Acroteuthis (M.) mosquensis* (Bed 21)	*Kachpurites fulgens, Craspedites krylovi, Buchia volgensis, Acroteuthis (M.) mosquensis*
				Upper Jurassic, Gorodischchian Stage = Tithonian Stage	

Table 2. Correlation of the Kashpurian, Ryazanian (= ? Berriasian) and the Lower Valanginian zones of the Russian Plain. Belemnites are classified by V. N. SACHS.

ring *rjasanensis* and *spasskensis* phases *Microbelus* and *Acroteuthis* s. str. are widely distributed, the latter genus completely substituting *Microbelus* during the *simplex* phase at the end of the Ryazanian age. At Spitsbergen, the Tethyan relict genus *Pseudohibolites* is described from the lower part of the Ryazanian stage. No members of this genus are recognized in the synchronous beds of the North Siberian and Russian Provinces. *Acroteuthis (Microbelus) russiensis, A. (M.) mosquensis, A. (Acroteuthis) lateralis* which are characteristic of the Kashpurian stage, have been also reported from *rjasanensis* and *spasskensis* zones of the Ryazanian stage. According to Pinkne & Rawson (32, p. 43) *A. (A.) lateralis* and *A. (A.) sublateralis* in the North Western Europe are characteristic of the Berrias. The basal beds of the *undulatoplicatilis* zone at Pehorka (River Menja) jield numerous *A. (A.) lateralis, A. (M.) mosquensis,* well known from the Kashpurian stage of the Russian Province, also found (32) in the Berriasian beds of North Siberia. Now, on the evidence of the belemnites distribution, the Jurassic period lasted till the end of the Gorodishchian age and was followed by the Early Cretaceous period which came to its climax at the end of the Ryazanian age. Some relict species survived into the Lower Valanginian.

3. BIVALVES *(BUCHIA)*

Buchia are of prominant importance for chronostratigraphy though ontogenetic and phylogenetic conservatism of shells and the absence of non-arbitrary criteria for classification of species and subspecies make *Buchia* taxonomy subjective and reduce its stratigraphic usefulness. One of the obstacles in taking *Buchia* for zonation is a strong controll of their morphology by environment. The most favourable condition for intensive development of *Buchia* were provided by sublittoral areas with sandy-glauconite floor. Glauconite strongly influenced the abundance of population and the size of individuals. Glauconite sands contain 20 times more *Buchia* shells than the sands without glauconite or with small amount. During *spasskensis* phase a bend of *Buchia* shell-hash (0,20–0,22 m thick) was formed in the western part of the Russian sea. It is exposed near Kashpur, Nikitino, Chevkino. Mass *Buchia* burials are reported from Canada, Alaska, South-East of the USSR. Enormous extinction of this genus is marked throughout the vast territory of the Boreal Realm during *spasskensis* and *simplex* phases and at the beginning of the Valanginian. In spite of all the difficulties with *Buchia,* it is possible to distinguish on the Jurassic-Cretaceous junction 3 stages of their phylogenetic development; each answers to subgeneric level in evolution and to an age in geochronology.

The first stage covers the Gorodishchian age. It is characterized by Jurassic *Buchia russiensis, mosquensis, piochii* and others. The second stage corresponds to the Kashpurian and Ryazanian ages. It is characterized by *B. surensis, terebratuloides, volgensis, uncitoides.* The third stage begins in the Valanginian with flourishing of species like *B. inflata, keyserlingi, crassa* and others. Record (32, p. 127) of *Buchia inflata* from the Berriasian seems speculative. None of the Jurassic *Buchia* species occur in the Kashpurian-Ryazanian beds and no Cretaceous *Buchia* have ever been reported from the Gorodishchian deposits. Characteristics of the Valanginian *Buchia* are narrow, swelled shells with coarse, sharply advanced, wrinkled growth ribs. The Jurassic shells are flat, with thin, narrow, sometimes filiform ribs.

4. FORAMINIFERA

According to Dain & Kuznetsova (6, table 2) at the end of *panderi* zone 83 foraminifera species became extinct, of which 62 species were endemic forms of *panderi* zone and the rest are from the Gorodishchian stage. In both, *panderi* and *virgatus* zones, occur 17 common species, 13 species are endemics of *virgatus* zone and 8 species are endemics of *nikitini* zone. Deposits of *virgatus, nikitini* zones and of the Kashpurian stage jield 8 common species.

Hence, the boundary of a substage rank (in terms of foraminiferal stratigraphy), may be fixed at the bottom of *panderi* zone, the latter being characterized by an abundance of new species. Regression between *panderi* and *virgatus* phases was short. Transgression in the beginning of *virgatus* phase had strongly changed a geochemistry of the new basin. The end of the Gorodishchian age is marked by mass extinction of *Ammobaculites, Orbignynoides, Mironovella, Lenticulina, Pseudolamarckina* and numerous species of *Saracenaria, Astacolus* (13, fig. 3). In the Kashpurian deposits *Saracenaria* is represented by 3 species, *Astacolus* by 2 species, *Marginulina* by 5 species (one of which is new), *Lenticulina* by 1 new species. Three foraminiferal zones has been established (13, p. 56) for the "Upper Volgian" stage. A new zonal genus *Placopsilina* is introduced for the lower zone; the latter also jields *Lenticulina münsteri, Marginulina embaensis, M. polyhymnius, Lagena hispida.* The middle zone (corresponding to *subditus* zone) is characterized by abundance of *Lenticulina hoplitiformis, L. uralica, Astacolus aquilonicus, Saracenaria alfa, Marginulina impropria, M. pseudolinearis, Dentalina delta, Ramulina nodosarioides.* Characteristics of the upper zone are *Lenticulina münsteri, L. nuda, Marginulina robusta.*

Kuznetsova described (13, p. 25) foraminiferal assemblage of the Upper Volgian deposits of the Pechora Subprovince and marked the presence of Arctic species as a factor which significantly distinguished this assemblage from the one of the Volgian Subprovince. Kuznetsova regards the development of foraminifers in stratigraphic interval *Kachpurites fulgens – Chetaites sibiricus* as a single stage. It is marked by incoming of new Cretaceous forms of a genus rank: *Placopsilina, Arenoturrispirillina.* New species *Saracenaria visa, S. valanginiana, Marginulina transmutata, M. impropria* were derived from the previously existed genera and steadily lasted through the Early Cretaceous.

Kuznetsova stressed that the elements of new Cretaceous fauna are distinctly seen in the Kashpurian foraminiferal paleobiocoenosis. In the Upper Volgian deposits of the central part of the Precaspian Subprovince with *Craspedites* spp., *Acroteuthis mosquensis, Buchia terebratuloides* Mjatliuk (16, p. 86) (with a reference to Prokopenko) identified a foraminiferal assemblage which on the evidence of its composition should be attributed, partly or completely, to the basal Berriasian. This brief review shows that a large new foraminiferal complex appears during the Kashpurian. Hence the Jurassic-Cretaceous boundary may be fixed at the bottom of the Kashpurian stage.

5. TINTINNIDS

Tintinnids are known in the Crimea-Carpathian, North Caucasian (32, p. 171), South-Embian and Mangyshlak Subprovinces. They are abundant in the middle calcareous beds of the Shachpachtinsk horizon at Usturt. We distinguish the three following tintinnid complexes which characterize different stratigraphic levels.

a) The Tithonian complex includes numerous *Crassicolaria intermedia, Crassicolaria* spp. This is described from limestones with *Malbosiceras chaperi* and *Berriasella jacobi* in the outcrops along the coastal section near Pheodosia, Crimea. Rare samples of *Crassicolaria* spp. occur together with *Ilowaiskya* spp. in the Opoka sandstones at the Khan-Mountain. Further to the north tintinnids have not been reported.

b) The Lower Berriasian (Kashpurian) complex includes numerous *Calpionella alpina, C. elliptica, Tintinnopsella carpatica.* It is characteristic of the basal part of Stavchinsk formation, Precarpathian depression and of the middle calcareous beds of Shachpachtian horizon.

c) The Upper Berriasian (Lower Ryazanian) complex is composed of *Calpionella oblonga, C. simplex, Tintinnopsella* ex gr. *carpatica, T. longa.* It is distinguished in the lower beds with *Riasanites rjasanensis* on River Aminovka, North Caucasus, also in the platy limestones with *Fauriella boissieri* of the Pheodosia section, Cremia and in the top of Stavchinsk formation, Precarpathian depression. Rare representatives occur in the Koj-Kora and Zhdaly domes together with *Riasanites* spp. Geographical distribution of tintinnids depends on climatic condition. Tintinnids allow correlation of the Russian Province beds characterized by *Riasanites* s. lato with the deposits of the Berriasian *boissieri* zone.

Remarks on the paper by MESEZHNIKOV et al (32, p. 71–80):

Concerning the Berriasian outcrops on the River Oka near the villages Kuzminskoje and Kostino, the authors of this paper made a point of co-occurence in situ of *Riasanites* and *Garniericeras.* Kuzminskoye section was originally described by BOGOSLOVSKY (1, p. 26). There, he distinguished the beds with *rjasanensis* as independant ones, underlain by sandstones with *subclypeiforme.* Such a pattern of faunal distribution was marked by BOGOSLOVKY also in the other sections. PAVLOV (23) described the only section near Konstantinovo (2 km to the north of Kuzminskoye) where sandstone with *rjasanensis* and *subclypeiforme* (underlying the Quartenary sands) is followed by sands with *fulgens.* Marking an account of intensive studies, ZONOV wrote (35) that one could not agree with PAVLOV in attributing even the lower part of band with *rjasanensis* to the same stage as the beds with *Garniericeras.* ZONOV had pointed out that he "... made this conclusion in spite of the fact that the beds with *Garniericeras* and those with *Riasanites* occur near Kuzminskoye most closely to each other; there, they partly suffered redeposition and formed a single condensed band". According to ZONOV a new marine transgression on the Russian Plain, incoming and flourishing previously completely strange *Riasanites,* is also a significant fact for distinguishing these beds from those with *Garniericeras.* The authors of the paper (32, p. 71–80) mention phoshatized ammonites as observed in situ and reject the fact of redeposition of these ammonites, though all the previous studies mark the occurrence of reworked ammonites in the bottoms of *rjasanensis, spasskensis* and the Lower Valanginian. Redeposited ammonited are black, glossy, rounded (P_2O_5 content exceeding 20%). Fossils in situ are in sandy-clay preservation with less than 12% of P_2O_5.

CONCLUSIONS

1. The Tithonian is established as the European Upper Jurassic stage in terms of a standard for correlation. The Berriasian is regarded as the lower stage of the Cretaceous system. In the Russian Province the Tithonian is synchronous to the Gorodishchian stage. The stratigraphic subdivision and correlation of the latter with other provisional stratigraphic schemes is given in table 1.

2. The base of the Tithonian and Gorodishchian is isochronous. In all the Subboreal Provinces the upper boundaries of these stages are marked by breaks in sedimentation of different duration, which have been caused by powerful, though not simultaneous transgressions and regressions. These boundaries are asynchronous.

3. In numerous outcrops at the Russian Plain, including those near Kostino, Kuzminskoye, Chevkino, Kashpur, *Riasanites* and *Garniericeras* never occur together in situ.

4. The Berriasian in the Anglo-Greenland Province begins with the beds yielding *Subcraspedites* spp. and includes the Ryazanian stage. A stratigraphic scheme of the Kashpurian and Ryazanian stages and their proposed correlation with the Berriasian zones of the Submediterranean Realm is given in table 1. Lectostratotype and type-sections of the Ryazanian stage for the Russian Province are given in table 2.

5. The Pucksian stage of North Siberia is represented by a complete succession with underlying Jurassic deposits. It can be used as a type-section for correlation with the Berriasian.

6. Changes of faunal assemblages clearly mark the Lower Valanginian boundary in the Subboreal Realm. It can be used as a regional marking horizon for inter-regional correlation.

REFERENCES

1. Bogoslowsky, N. A. (1897): Der Rjasan-Horizont, seine Fauna, seine stratigraphischen Beziehungen und sein wahrscheinliches Alter. – Mater. Geol. Russ., B. **XVIII:** 1–139, Petersburg, (Russ.).
2. Borisjak, A. A. (1945): The Principal Problem of the involutionary Palaeontology. – Bull. Soc. Natur. Moscow. **50** (1–2): 5–9. (Russ.).
3. Casey, R. (1973): The ammonite succession at the Jurassic-Cretaceous boundary in Eastern England. – Geol. J., Spec. Issue, **5:** 193–266, Liverpool.
4. Cope, J. C. W. (1978): The ammonite faunas and stratigraphy of the upper part of the Upper Kimmeridge Clay of Dorset. – Palaeontology, **21,** (3): 468–533, London.
5. Cox, B. & Gallois, R. W. (1981): The stratigraphy of the Kimmeridge Clay of the Dorset type area and its correlation with some other Kimmeridgian sequences. – Inst. Geol. Sciences, Report **80,** (4): 1–44, London.
6. Dain, L. G. & Kuznetsova, K. I. (1976): Foraminifers of the Volgian stage stratotype. – Geol. Inst. Acad. Sciences USSR, **290:** 1–182, Moscow, (Russ.).
7. Davitashili, L. Sh. (1969): The causes of organisms' extinction. – Nauka, 355 p., Moscow, (Russ.).
8. Gerasimov, P. A. & Mikhailov, N. P. (1966): The Volgian stage and the standard scale for the upper series of the Jurassic System. – Izv. Akad. Nauk USSR, (Geol.), **2:** 118–138, Moscow, (Russ.).
9. Ivanova, E. N. (1958): Development of faunas in connection with environment. – Moscow, USSR Acad. Sci. Mem. Paleontol. Inst. **LXIX,** 303 p. (Russ.).
10. Janshin, A. L. (1973): On so-called world transgressions and regressions. – Bull. Moscow Soc. Natur., **XLVIII** (2): 9–45, (Russ.).
11. Jurassic-Cretaceous Boundary and Berriasian stage in Boreal Realm. – Nauka, 1972, p. 1–370, Novosibirsk, (Russ.).
12. Keller, B. M. (1953): Russian geologists at the International Geological congresses. – In: On history of geological knowledge. – USSR Acad. Sci.: 120–136, Moscow, (Russ.).
13. Kuznetsova, K. I. (1979): Late Jurassic stratigraphy and paleobiogeography of the Boreal Belt by means of Foraminifers. – Acad. Sciences USSR, Geol. Inst., **332:** 1–124, Moscow, (Russ.).
14. Le Hegerat, G. (1973): Le Berriassien du Sud-Est de la France. – Thèse Université Claude Bernard. 149, F. 1, 2, p. 1–576, Lyon.
15. Marek, S. & Raczynska, A. (1979): Paleogeographie der Unterkreide der nordpolnischen Becken. – in: Aspekte der Kreide Europas. IUGS, Ser. A, **6:** 447–462, Stuttgart.
16. Mjatliuk, E. V. (1980): The Precaspian Berriasian stratigraphy (on the evidence of foraminifers). – Tr. VNIGRI: 80–100, Leningrad, (Russ.).
17. Naidin, D. P., Sasonova, J. G., Pojarkova, Z. N. et al (1980): Cretaceous Transgressions and Regressions on the Russian Platform, in Crimea and Central Asia. – Cretaceous Research, **1:** 375–387, London.
18. Nikitin, S. N. (1884): Allgemeine geologische Karte von Russland, Blatt 56. Jaroslaw. – Mem. Comité. Geol., **I,** (2): 1–153, Petersburg, (Russ.).
19. — — (1888): Les vestiges de la période Crétacée dans la Russia centrale. – Mém. Comité Geol., **5,** (2): 1–205, Petersburg, (Russ.).
20. — — (1890): Carte géologique générale de la Russie. Feuille 57. – Mém. du Comité Geol., **5,** (1): 1–301, Petersburg, (Russ.).
21. — — & Tschernischow, T. N. (1889): The latest Berlin and London sessions of the International Geological Congress. – Mining Journal, **1,** (1): 115–150, Petersburg, (Russ.).
22. Ovechkin, N. K. (1957): Some discussive questions of stratigraphical classification. – Soviet Geology, **55:** 8–30, Leningrad, (Russ.).
23. Pavlow, A. P. 1895: On Mezozoic deposits of Ryazan district. – Mem. Moscow University, **16:** 1–32, Moscow, (Russ.).
24. — — (1901): La Cretacé inferieur de la Russie et sa faune. – Nouv. Mém. Soc. Natur., **XXI,** (3): 1–87, Moscou.
25. Rawson, P. F., Curry, J., Dilliy, F. C. et al. (1978): Correlation of Cretaceous rocks in the British Isles. – Geol. Soc. Special Report, **9,** 70 p., London.
26. Rosanov, A. N. (1929): Résultats des explorations géologiques exécutées en 1925 dans la région de l'usine d'asphalte Pervomaisky. – Data on general and applied geology, p. 1–32, (Russ.).
27. Ruzhencev, V. E. & Bogoslovskaya, M. E. (1971): Namurian Time in Ammonoidea Evolution. – Palaeontological Institute Academy USSR, **133:** 1–133, Moscow, (Russ.).
28. Sachs, V. N. & Janshin, A. L. (1977): International Colloquium on the Upper Jurassic and Jurassic-Cretaceous boundary. – Geol. and Geophysica., **12:** 106–109, Novosibirsk, (Russ.).
29. Sasonova, J. G. (1977): Ammonites of the border strata of the Jurassic and Cretaceous systems of the Russian Plain. – Tr. VNIGNI, **185,** 127 p., Moscow, (Russ.).
30. — — & Sasonov, N. T. (1974): Comparative stratigraphy and the East European Jurassic–Cretaceous boundary beds. – Tr. VNIGNI, **152:** 194–214, Moscow. (Russ.).
31. — — & Sasonov, N. T. (1979): The Jurassic-Cretacous Boundary in the East European Platform. – in: Aspekte der Kreide Europas. – IUGS. Ser. A, **6:** 487–496, Stuttgart.
32. — — The Upper Jurassic and its boundary with the Cretaceous system. 1979, 215 p., Novosibirsk. (Russ.).
33. Wiedmann, J. (1975): The Jurassic-Cretaceous boundary as one of the Mesozoic System boundaries. – Mem. Bur. Rech. Geol. Min. (Colloque Lyon-Grénoble, 1973), **86:** 358–362, Paris.
34. Zeiss, A. (1975): On the type region of the Lower Tithonian substage. Mem. Bur. Rech. Geol. Min., **86:** 370–377, Paris.
35. Zonov, N. T. (1938): The geological structure of the Jurassic and Cretaceous phosphorite-bearing sediments of the lower course of Moscow-river. – Research Institute of Fertilizers, **140:** 7–54, Moscow, (Russ.).

Zitteliana	10	447–457	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Reconsideration of the stratigraphic position of the boundary between the Berriasian and the Nemausian (= Valanginian sensu stricto)

By

PHILIP J. HOEDEMAEKER*)

With 3 text figures

ABSTRACT

The study of the ammonite distribution in the Lower Cretaceous beds N and NW of Los Miravetes (Río Argos, W of Caravaca, SE Spain), compels us to draw the boundary between the Berriasian and Valanginian sensu stricto between the *Berriasella (Berriasella) picteti* Subzone and the *Tirnovella alpillensis* Subzone. The latter subzone was introduced as a substitute for the *Berriasella (Berriasella) callisto* Subzone of LE HÉGARAT (1971), because, although both subzones embrace the same biochronologic interval, the ammonite associations of the two differ fundamentally: in addition to the known *callisto* association of merely "Berriasian" ammonites, the *T. alpillensis* Subzone contains an equally large number of renownedly 'Valanginian' ammonite forms appearing at its base. The boundary proposed here coincides with the appearance of *Lorenziella hungarica*, which provides a means to correlate this level outside the Mediterranean faunal province.

The transformation from a pure Berriasian ammonite association into a clear Valanginian association definitely has not the abruptness that invited so many stratigraphers to choose this boundary as the one between the Jurassic and Cretaceous systems.

Finally arguments are adduced to return to the old concept of the Valanginian Stage and to regard the Berriasian as its lower substage. For the upper substage of the Valanginian (= Valanginian sensu stricto) the name Nemausian (SARRAN D'ALLARD, 1875, 1881) is available, which has explicitly been introduced to cover the stratigraphic interval between the Berriasian and the Hauterivian.

KURZFASSUNG

Die Verteilung der Ammoniten in der Unterkreide-Abfolge N und NW von Los Miravetes (Rio Argos, W von Caravaca, SE-Spanien) zwingt uns die Grenze zwischen dem Berrias und dem Valangin s. str. zwischen der *Berriasella (Berriasella) picteti*-Subzone und der *Tirnovella alpillensis*-Subzone zu legen. Letztgenannte Subzone wurde als Ersatz für die *Berriasella (Berriasella) callisto*-Subzone von LE HÉGARAT (1971) eingeführt, da die Ammoniten-Vergesellschaftungen der beiden Zonen beträchtlich unterschiedlich sind, obwohl beide Subzonen dasselbe biochronologische Intervall umfassen. Zusätzlich zu der bekannten *callisto*-Vergesellschaftung aus reinen „Berrias-Ammoniten“ enthält die *T. alpillensis*-Subzone eine vergleichsweise große Anzahl von typischen „Valangin-Ammoniten“, Formen also, die an der Basis der Zone einsetzen. Die hier vorgeschlagene Grenzziehung fällt mit dem Einsetzen von *Lorenziella hungarica* zusammen, dies gibt die Möglichkeit zur Korrelation auch außerhalb der mediterranen Faunenprovinz. Die Umbildung von einer reinen Berrias Ammoniten-Vergesellschaftung zu einer reinen Valangin-Vergesellschaftung zeigt nicht die Schärfe, die manche Bearbeiter verleitet hat, diese Grenze als Jura/Kreide-System-Grenze zu wählen. Schließlich werden Argumente angeführt zum alten Konzept für die Stufe Valangin zurückzukehren und das Berrias als untere Unterstufe zu betrachten. Für die obere Unterstufe des Valangin (= Valangin s. str.) ist der Name Nemausian (SARRAN D'ALLARD, 1875, 1881) verfügbar; er wurde eingeführt für das Intervall zwischen Berrias und Hauterive.

*) PH. J. HOEDEMAEKER, Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie, Hooglandse kerk gracht 17, 2312 HS Leiden, The Netherlands.

INTRODUCTION

A Dutch equipe of eight stratigraphers and palaeontologists is studying the biostratigraphy of the Lower Cretaceous along the Río Argos, W of Caravaca in SE Spain. This study is partially financed by the Netherlands Organization for the Advancement of Pure Scientific Research. The zonation of dinoflagellates, pollen, coccolithophorids, nannoconids, calpionellids, benthic and planktic foraminifera are being integrated with the ammonite zonation. Also the cyclicity of the deposits is studied, which facilitates the application of numerical stratigraphical methods.

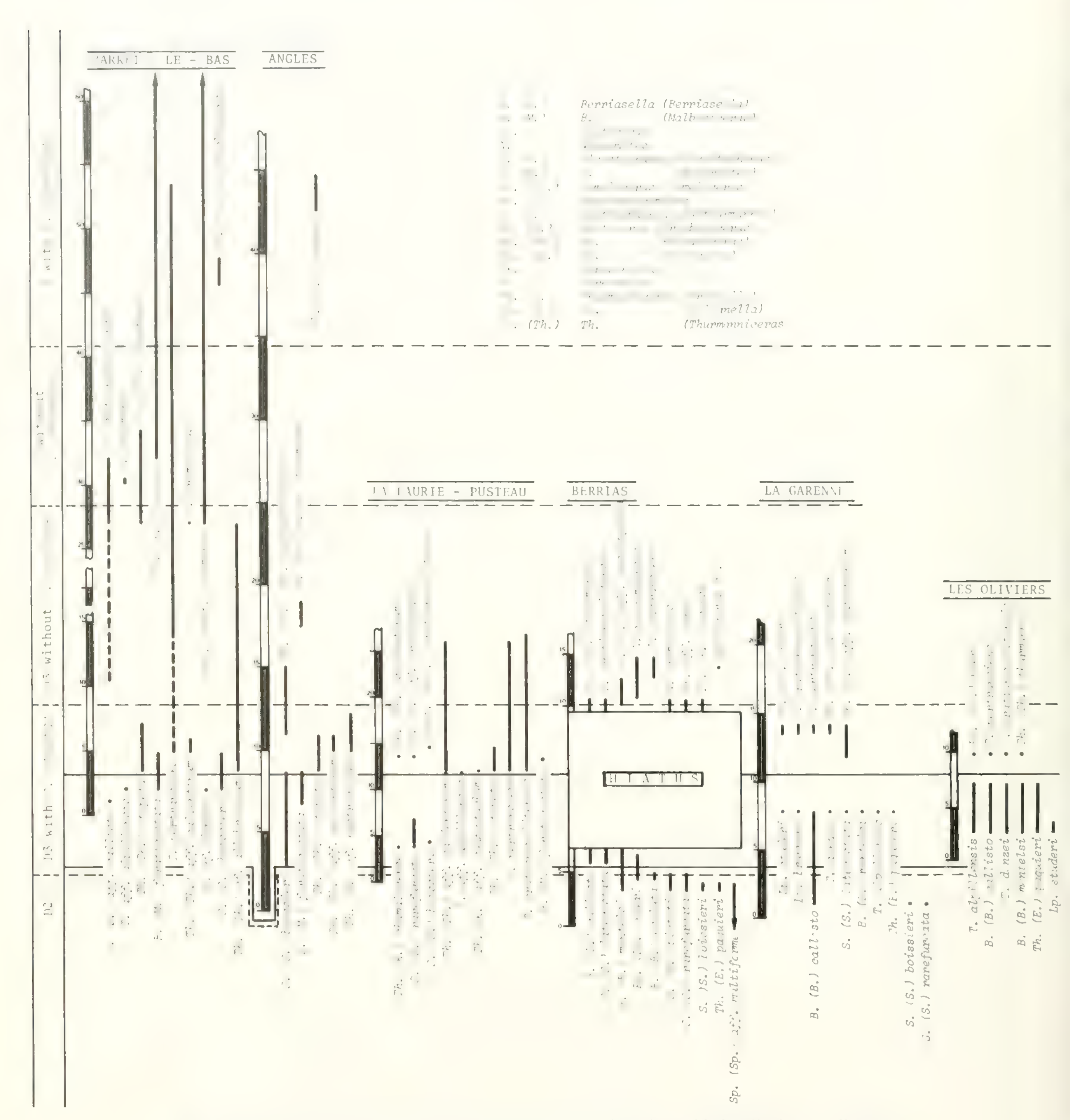
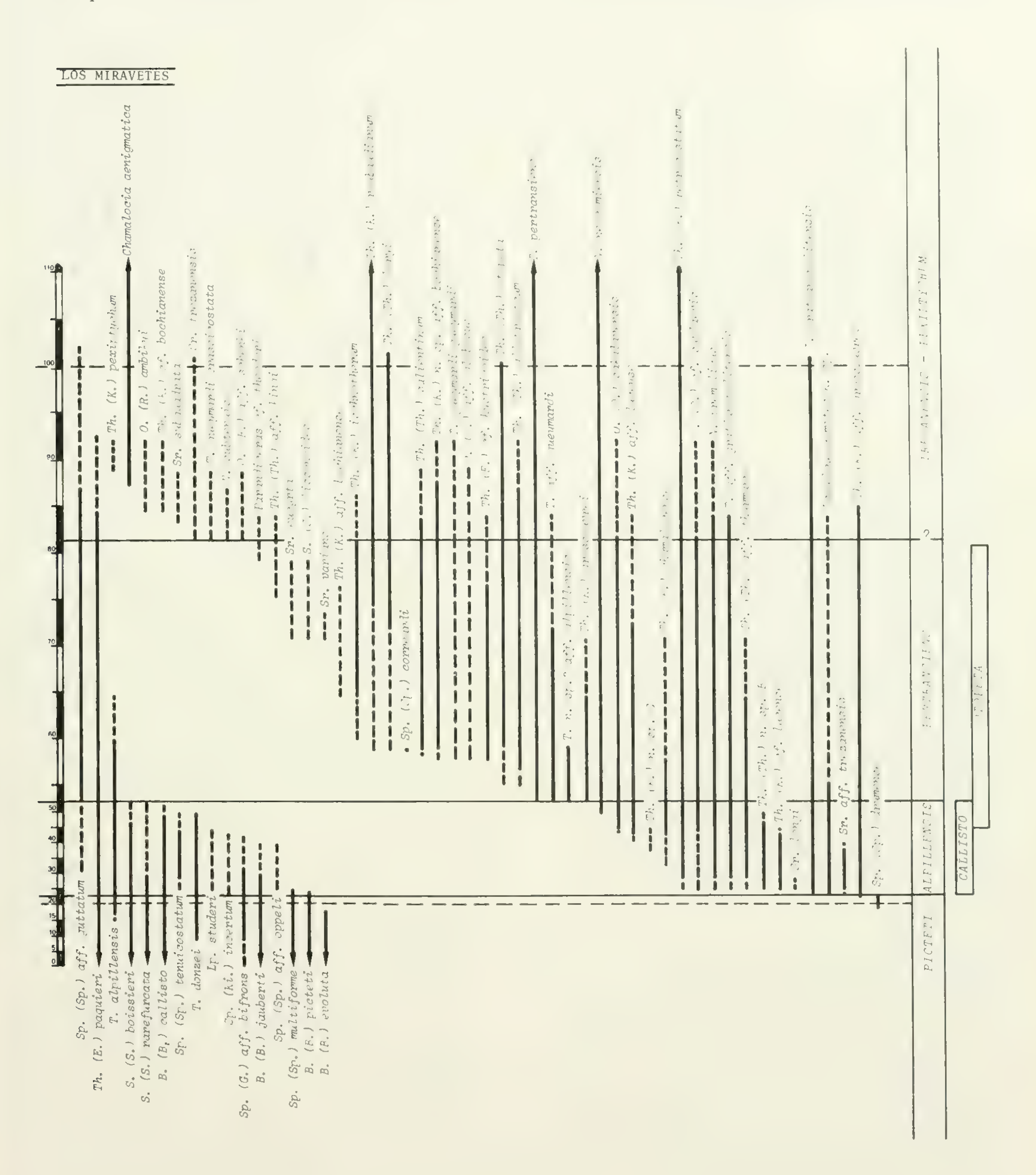


Figure 1. Comparison of the ammonite ranges in various French sections with those in the Los Miravetes section. Correlation of the sections is primarily based on calpionellid biohorizons (left side and horizontal dashed lines). The base of calpionellid zone E has not yet been traced in Los Miravetes. Solid horizontal lines delimit ammonite subzones (right side). The intervals occupied be LE HÉGARAT's *callisto* Subzone and THIEULOY's *otopeta* Zone are depicted for comparison. In order to save space only the scales in metres alongside the published lithological columns are drawn and accomodated so that the biohorizons are in line; the columns are omitted.

Therefore we began our investigation with the as accurate as possible construction of the lithologic columns. The lithology of the entire sequence consists of a monotonous alternation of grey marlstone beds with light grey marly limestone beds. Additional sandstone turbidite beds occur in the Aptian. The Lower Cretaceous along the Río Argos is more than 1500 m thick and shows great similarity with the Lower Cretaceous sequence of the Fosse Vocontienne in SE France. Unfortunately a regional unconformity makes that upper Aptian, lower Albian, and middle Albian beds are missing. Our equipe has spent seven months in collecting ammonites from this sequence. This resulted in a collection of some 8000 identifiable ammonites. After identification, their ranges were plotted alongside the lithologic columns.

The study of the ammonite biostratigraphy was begun with the faunas of the uppermost Tithonian, Berriasian, and lower



Valanginian sensu stricto. The outcome of this study compelled the author to reconsider the stratigraphic positions of the Tithonian-Berriasian boundary and the boundary between the Berriasian and the Valanginian sensu stricto. During the Second Symposium on the Spanish Jurassic, Granada 1979, the author adduced arguments that the former boundary had best be chosen between the *Pseudosubplanites grandis* Subzone and the *Subthurmannia (Strambergella) subalpina* Subzone (HOEDEMAEKER, 1981). Here will be discussed where the boundary between the Berriasian and the Valanginian sensu stricto had best be chosen.

DATA FROM SOUTHEASTERN FRANCE

The abrupt virtually total renewal of the ammonite fauna at the boundary between the Berriasian and the Valanginian sensu stricto in SE France has since long been a well-known fact (BUSNARDO & LE HÉGARAT, 1965; LE HÉGARAT & REMANE, 1968; LE HÉGARAT, 1971). All "Berriasian" perisphinctaceans are suddenly replaced by "Valanginian" ones: an almost complete stratigraphic segregation existed between reputedly "Berriasian" and renownedly "Valanginian" perisphinctaceans. Only the range of *Pomeliceras nieri* (PICT.) has been shown to be overlapping the ranges of *Tirnovella gratianopolitensis* (SAYN), *T. pertransiens* (SAYN), *Thurmanniceras (Thurmanniceras) thurmanni* (PICT. & CAMP.), *Th. (Th.) salientinum* (SAYN), and *Thurmanniceras (Kilianella)* aff. *pexiptychum* (UHL.) (LE HÉGARAT & REMANE, 1968; LE HÉGARAT, 1971).

This is the reason why so many stratigraphers prefer to choose this boundary as the limit between the Jurassic and the Cretaceous systems (ZEISS, 1965; WIEDMANN, 1968, 1974, 1975; DRUSHCHITS, 1975; BADALUTA, 1975; PATRULIUS et al., 1976; and all those attendants of the "Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé" who voted for this boundary, among which LE HÉGARAT, ENAY, DE FLANDRIN, and THIEULOY).

Recent bed by bed investigations of REMANE & THIEULOY (1973), THIEULOY (1973, 1977b, 1979), and ALLEMANN & REMANE (1979) in the Barret-le-Bas, Angles, and La Faurie-Pusteau sections in SE France only seem to confirm this abruptness of the renewal of the ammonite fauna. THIEULOY showed that in an interval of only two metres thickness (Barret-le-Bas) the range of another reputedly "Berriasian" ammonite form, viz. *Subthurmannia (Subthurmannia) boissieri* (PICT.), is overlapping the ranges of *Thurmanniceras (Thurmanniceras) otopeta* THIEUL., *Th. (Th.)* aff. *salientinum* SAYN, *Th. (Th.)* cf. *allobrogicum* (KIL.), and *Tirnovella* aff. *pertransiens* (SAYN).

The part of the calpionellid subzone D3 (which starts with the entry of *Lorentziella hungarica)* situated below the base of this interval of overlap, contains the ammonite association that according to LE HÉGARAT (1971) characterizes the *Berriasella (Berriasella) callisto* Subzone. This association consists only of "Berriasian" ammonite forms: *Berriasella (Berriasella) callisto* (D'ORB.) (Berrias, La Garenne, Les Oliviers), *B. (B.) montelsi* (LE HÉG.) (La Garenne), *Tirnovella alpillensis* (MAZ.) (La Garenne, Les Oliviers), *T. donzei* LE HÉG. (La Garenne, Les Oliviers), *Subthurmannia (Subthurmannia) boissieri* (PICT.) (Pusteau, Angles, Barret-le-Bas), *S. (S.) rarefurcata* (PICT.) (Pusteau), *Thurmanniceras (Erdenella) paquieri* (SIM.) (La Garenne), *Leptoceras studeri* (OOST.) (La Garenne, Les Oliviers), *Lp. brunneri* (OOST.) (La Garenne), *Thurmanniceras (Kilianella) chamalocense* (MAZ.) (Pusteau), *Pomeliceras (Pomeliceras) nieri* (PICT.) (Berrias), and *S. (S.) latecostata* (KIL.) (Berrias, La Garenne). From other sections have been reported: *S. (S.) romani* (MAZ.), *Berriasella (Malbosiceras)* aff. *rouvillei* (MATH.), and *Spiticeras (Kilianiceras) damesiforme* DJAN. This completes the impoverished ammonite association that was hitherto thought to characterize the *B. (B.) callisto* Subzone.

The part of the calpionellid subzone D3 between the base of the 2 m interval of overlap and the level in which the marked decline in the frequency of *Calpionellopsis oblonga* is situated, is characterized by the sudden entry of many renownedly "Valanginian" ammonite forms, viz. *Tirnovella pertransiens* (SAYN) (Pusteau, La Garenne, Les Oliviers), *T. gratianopolitensis* (SAYN) (= *Th. thurmanni* [PICT. & CAMP.] in LE HÉGARAT & REMANE, 1968, pl. 1, fig. 5) (Les Oliviers, Pusteau, La Garenne), *Thurmanniceras) (Thurmanniceras otopeta* THIEUL. (Barret-le-Bas, Angles, Pusteau), *Th. (Th.) salientinum* SAYN (Pusteau), *Th. (Th.)* aff. *salientinum* (still uninterpretable) (Barret-le-Bas, Angles), *Th. (Th.)* cf. *allobrogicum* (KIL.) (Barret-le-Bas), *Th. (Th.)* aff. *thurmanni* (PICT. & CAMP.) (= *Th. gratianopolitensis* SAYN, in LE HÉGARAT & REMANE, 1968, pl. 1, fig. 5) (Les Oliviers), *Th. (Th.)* aff. *perisphinctoides* (UHL.) (possibly conspecific with *Th. [Th.] loryi* SAYN) (Angles), *Thurmanniceras (Kilianella)* aff. *pexiptychum* (UHL.) (LE HÉGARAT & REMANE, 1968, pl. 1, fig. 4) (Pusteau, La Garenne), *Th. (K.)* cf. *grossouvrei* SAYN (Pusteau), *Thurmanniceras (Erdenella)* cf. *hystricoides* (UHL.) (Angles), and *Spiticeras (Kilianiceras) gratianopolitense* (KIL.) (Pusteau). The latter two are the only forms with "Berriasian" affinities, but have only been recorded from the lower Valanginian sensu stricto.

It should be noted that in 1965 LE HÉGARAT reported *Sarasinella* aff. *longi* (SAYN), *Neocomites premolicus* SAYN, and *Thurmanniceras (Kilianella) lucense* SAYN from bed 198 of the Berrias section. This bed is also the level in which the marked decline in the frequency of *Calpionellopsis oblonga* is situated. Because of this record, the latter species has been used by WIEDMANN (1968) as index for his *Th. (K.) lucense* Zone, which would cover the biostratigraphic interval between the disappearance of *B. (B). callisto* and the appearance of *Th. (K.) roubaudianum.* WIEDMANN's publication was however just preceeded by the publication of LE HÉGARAT & REMANE (1968), in which they introduced their *Tirnovella pertransiens* Subzone for virtually the same beds with the same fauna of "Valanginian" ammonites, which therefore has priority. In 1971, however, LE HÉGARAT omitted these ammonite forms from his list of cephalopods found in bed 198 of the Berrias section, whereas THIEULOY (1979) reported the first *Th. (K.) lucense* and *N. premolicus,* together with the first *Tirnovella*

gueymardi (SAYN), and *Th. (K.)* cf. *bochianense* SAYN from much higher levels, viz. near the boundary between the calpionellid zones D and E.

LE HÉGARAT (1971) characterized the base of the *Th. pertransiens* Subzone by the sudden appearance of typically "Valanginian" ammonite forms in SE France. In the Barret-le-Bas, Angles, and La Faurie-Pusteau sections the lower boundary of the *T. pertransiens* Subzone should therefore be drawn at the base of the two metres thick interval in which the ranges of reputedly "Berriasian" and renownedly "Valanginian" ammonite forms are overlapping. BUSNARDO & THIEULOY (1979), however, separated the lower part of the *T. pertransiens* Subzone, as it was previously conceived, as a distinct biostratigraphic unit, the *Thurmanniceras (Thurmanniceras) otopeta* Zone. This zone is interpreted to incorporate the total, recently known range of *Berriasella (Malbosiceras) foraticostata* (THIEULOY). The range of this species, which undoubtedly has "Berriasian" affinities, apparently straddles the lower boundary of the *T. pertransiens* Subzone, for it commences below the massive entry of renownedly "Valanginian" forms amidst an association with only 'Berriasian' forms such as *B (B.)* aff. *callisto*, *T.* aff. *alpillensis*, *T.* cf. *donzei*, and *S. (S.) boissieri*; *B. (M.) foraticostata* disappears in the same bed as *S. (S.) boissieri*. Therefore the lower boundary of the *Th. (Th.) otopeta* Zone is probably, but only slightly, lower than the base of the original *T. pertransiens* Subzone.

LE HÉGARAT & REMANE (1968) and LE HÉGARAT (1971) interpreted the latter as the lowest subzone of the *Th. (K.) roubaudianum* Zone as then conceived. The ammonite association that LE HÉGARAT (1971) gave confirms this. Unfortunately he did not give a faunistical characterization of the upper boundary of this subzone; in fact he characterized only its basal part (LE HÉGARAT, 1971, p. 287). It is therefore impossible to separate the lower part of the *T. pertransiens* Subzone as a distinct biostratigraphic unit, because this should always and inevitably be identical with the original *T. pertransiens* Subzone, which has priority over the *Th. (Th.) otopeta* zone. THIEULOY therefore perfected the ammonite association of the basal part of the *T. pertransiens* Subzone. In France the melange of Berriasian and Valanginian ammonite forms that allegedly would characterize the *Th. (Th.) otopeta* Zone seems to be restricted to the 2 m thick interval of overlap.

DATA FROM LOS MIRAVETES (SPAIN)

The succession of ammonite faunas in Los Miravetes is quite different from that of SE France and compels us to adopt a different interpretation of the boundary between the Berriasian and the Valanginian sensu stricto.

As in SE France, the base of the stratigraphic interval that can be correlated with the *B. (B.) callisto* Subzone is faunistically characterized by the end of the acmes of *Berriasella (Berriasella) picteti* (JACOB) and *B. (B.) jauberti* MAZ., by the beginning of the acmes of *Tirnovella alpillensis* and *T. donzei*, and by the start of the range of *Lorenziella hungarica*. Like in SE France the "typically Berriasian" species *Subthurmannia (Subthurmannia) boissieri* (PICT.), *S. (S.) rarefurcata* (PICT.), *B. (B.) callisto* (D'ORB.), *T. alpillensis* (MAZ.), *T. donzei* (LE HÉG.), *Thurmanniceras (Erdenella) paquieri* (SIM.), and *Leptoceras studeri* (OOST.) were found throughout the stratigraphic interval correlated with this subzone. In addition several specimens of *Spiticeras (Spiticeras) tenuicostatum* DJAN., *Sp. (Sp.)* n. sp. aff. *oppeli* (UHL.), *Spiticeras (Kilianiceras) incertum* DJAN., and the last representatives of *B. (B.) picteti* (JACOB), *B. (B.) jauberti* MAZ., *Spiticeras (Groebericeras)* aff. *bifrons* (LEANZA), and *Sp. (Sp.) multiforme* DJAN. were collected from this interval.

In the beds directly above those in which the last representatives of *S. (S.) boissieri*, *S. (S.) rarefurcata*, *B. (B.) callisto*, *T. donzei*, and *Lp. studeri* were found (which in SE France marks the top of the *B. [B.] callisto* Subzone) appear like in SE France: *Tirnovella pertransiens* (SAYN) and its morphotype *valdrumensis* SAYN, *Thurmanniceras (Thurmanniceras) otopeta* THIEUL., *Th. (Th.) allobrogicum* (KIL.), *Th. (Th.) salientinum* SAYN, *Thurmanniceras (Erdenella)* cf. *hystricoides* (UHL.), and *Thurmanniceras (Kilianella) grossouvrei* SAYN. In addition appear SAYN's (1907) *Th. (K.) 'bochianensis'* var. comprimée (= *Th.* [*K.*] n. sp. aff. *bochianensis*), MAZENOT's (1939) '*Th.* aff. *pertransiens*' (= *Tirnovella* n. sp. aff. *gueymardi*), and the form referred to by ARNAUD et al. (1981) as *Tirnovella* aff. *alpillensis* (= *T.* aff. *alpillensis*).

The entry of this association clearly marks the base of the *T. pertransiens* Subzone. It should be mentioned that also the last representatives of typical *T. alpillensis* and the only representative of *Spiticeras (Spiticeras) correardi* (KIL.), were collected from these lower beds and that WIEDMANN (in ALLMANN et al., 1975) reported the last *Spiticeras (Negreliceras)* cf. *negreli* (MATH.) from the bed that produced the first *T. pertransiens*.

Higher in the *T. pertransiens* Subzone appear: *Thurmanniceras (Kilianella) ischnoterum* SAYN, *Th. (K.) roubaudianum* (D'ORB.), SAYN's (1907) variety of *Th. (K.) "bochianensis"* that he depicted on pl. 6, fig. 12 (= *Th.* [*K.*] aff. *bochianense*), *Thurmanniceras (Thurmanniceras) loryi* SAYN, *Tirnovella gueymardi gueymardi* (SAYN), and *Olcostephanus (Olcostephanus)* aff. *globulus* SPATH. Also single specimens of: *Sarasinella varians* (UHL.), *Sr. eucyrta* (SAYN), *Thurmanniceras (Thurmanniceras)* aff. *kingi* (UHL.), *Parandiceras* cf. *theodori* (UHL.) were found together with the last *Subthurmannia*, viz. *S. (S.) lissonoides* SPATH.

The ammonite association that forms the faunal transition between the *T. pertransiens* association and the *Busnardoites campylotoxus* association is distinct enough to justify the introduction of a separate subzone. The "horizon à *Saynoceras hirsutum*" of THIEULOY (1973, 1977, 1979) falls within this subzone. As the ammonite fauna in this biostratigraphic unit at Los Miravetes is still too fragmentary to define a true Oppel-subzone in the proper way, this unit is provisionally kept in the state of assemblage-subzone and called the *Sarasinella trezanensis-Thurmanniceras (Kilianella) pexiptychum* Assemblage-subzone (HOEDEMAEKER, 1982).

In the lower part of this subzone appear: *T. gueymardi crassicostata* (NIKOLOV), *Sr. trezanensis* (LORY), *Sr. subquadrata* (SAYN), *N. subtenuis* SAYN, *Th. (K.) pexiptychum* (UHL.) (typical form), cotype of *'Hoplites pexiptychum'* UHLIG, 1882 (= *Th.* [*K.*] n. sp. F), *Th. (K.)* cf. *bochianense* SAYN, *Olcostephanus (Rogersites) ambikyi* BESAIRIE, *O. (R.)* aff. *schenki* (OP.) in SPATH, 1939, and *Chamalocia aenigmatica* (SAYN). Worth mentioning is the fact that the last reputedly "Berriasian" *Th. (E.) paquieri* was found in this subzone as well as the last *Th. (Th.) otopeta* and *Spiticeras.*

The reason why the ammonite succession from Los Miravetes is of particular importance is the fact that in the stratigraphic interval that can be correlated with the *B. (B.) callisto* Subzone reputedly "Valanginian" ammonite forms appear in rather great diversity.

In the five basal metres of this interval (there is no sign of a hiatus) were collected the first *Tirnovella gratianopolitensis* (SAYN), *Thurmanniceras (Kilianella) retrocostatum* SAYN, *Th. (K.)* cf. *lucense* SAYN (only small fragments, which could not be identified with certainty), *Sarasinella longi* (SAYN), *Neocomites premolicus* SAYN, several other forms of *Neocomites,* SAYN's (1907) *Th. thurmanni,* échantillon presque typique (= *Th.* [*Th.*] aff. *thurmanni),* SAYN's (1907) variety of "*Th. Thurmanni*" that he depicted on pl. 5, fig. 1 (= *Tirnovella* n. sp. aff. *gratianopolitensis),* SAYN's (1907) "*Th. Thurmanni*", variété à large ombilic (= *Tirnovella alpillensis),* SAYN's (1907) *Neocomites trezanensis*", variété à tours étroits (= *Sarasinella* n. sp. aff. *trezanensis),* SAYN's (1907) *'Neocomites neocomiensis',* variété plate à côtes fines et fasciculées (= *Pseudoneocomites* n. sp.) *(Pseudoneocomites* HOEDEMAEKER, 1982, type species *Hoplites Retowskyi* SARASIN & SCHÖNDELMAYER, 1901), KILIAN's (1891) "*Hoplites Thurmanni*", var. extrême à tubercules (= *Th.* [*Th.*] n. sp. B), and MEMMI's (1965) *Kilianella* aff. *grossouvrei (= Th.* [*K.*] n. sp. aff. *grossouvrei).*

Higher in this interval appear: *Thurmanniceras (Kilianella)* aff. *lucense* SAYN (with fasciculated ribs in addition to those that are bordering the constrictions), SAYN's (1907) *Th. (K.)* "*Roubaudi*", variété à tours plus embrassants (= *Th.* [*K.*] n. sp. G), and PICTET's (1867) *'Ammonites Astierianus'* from Berrias (pl. 18, figs. 3, 4) (= *Olcostephanus* [*Olcostephanus*]) cf. *sublaevis* SPATH).

In the upper part of this interval appear: *Olcostephanus (Olcostephanus) sakalavensis* BESAIRIE, and *Neocomites neocomiensis* (D'ORB.).

It should be noted that, with the exception of *Sarasinella longi,* SAYN's *'N. trezanensis',* var. à tours étroits, SAYN's *Th. (K.)* "*Roubaudi*", var. à tours embrassants, and *Th. (K.)* cf. *lucense,* all the above mentioned "Valanginian" forms were also found in the overlying *T. pertransiens* Subzone of Los Miravetes or even higher.

Also it should be mentioned that representatives of *Kilianella* already appear in the lower Berriasian and that at Los Miravetes their frequency in the upper Berriasian equals their frequency in the lower Valanginian sensu stricto. Therefore this subgenus could no longer be considered characteristic for the Valanginian sensu stricto.

In our columns the base of the *T. alpillensis* Subzone was drawn at the local entry of *T. gratianopolitensis* and the base of the *T. pertransiens* Subzone at the local appearance of its index species.

DISCUSSION

The faunal succession encountered at Los Miravetes has important consequences as to the stratigraphic position of the boundary between the Berriasian and the Valanginian sensu stricto.

The impoverished association of merely "Berriasian" ammonites that hitherto characterized the *B. (B.) callisto* Subzone in SE France, could not be found in the Miravetes section. Instead the stratigraphic interval that can be correlated with the *B. (B.) callisto* Subzone contains an ammonite association that is the summation of the ,,typical *callisto* association" and a substantial association of renownedly "Valanginian" ammonites that would hitherto have indicated the *T. pertransiens* Subzone. It is in this stratigraphic interval that the melange of Berriasian and Valanginian ammonite forms occurs. Because of the fundamental difference between the ammonite association collected from this stratigraphic interval at Los Miravetes and the association that hitherto defined the concept of the *B. (B.) callisto* Subzone, the latter name does not satisfy anymore. Nevertheless this association, which is composed of a fifty-fifty mixture of "Berriasian" and "Valanginian" ammonites, clearly represents a distinct, well-delimitable and well-recognizable biostratigraphic unit between the *B. (B.) picteti* Subzone and the *T. pertransiens* Subzone. *Tirnovella alpillensis* was chosen as the new index for this biostratigraphic unit; it is the most frequent ammonite in this unit in SE France as well as in SE Spain.

It is yet unexplicable why no 'Valanginian' ammonite forms have been recorded from the *B. (B.) callisto* Subzone in SE France. For several French sections, for instance the Berrias section, the existence of a hiatus, along which the main part of the *B. (B.) callisto* Subzone and the basal part of the *T. pertransiens* Subzone are missing, may be the explanation (DONZE & LE HÉGARAT, 1965; LE HÉGARAT & REMANE, 1968; LE HÉGARAT, 1971). This explanation, however, will no longer serve for other sections in SE France, for instance the La Faurie-Pusteau section, in which no trace of a hiatus has hitherto been detected. For these sections we must think of collection failure or of facial and ecological factors to account for the absence of "Valanginian" ammonites.

WIEDMANN (in ALLEMANN et al., 1975) already reported a similar mixture of 'Berriasian' and 'Valanginian' ammonites from SE Spain. Unfortunately the ammonite association he described from his "*B. (B.) callisto* Zone" of Los Miravetes cannot be relied on, because, due to a serious correlation error in the amount of overlap assumed for the different parts of the Miravtes section, he equated the stratigraphic interval occupied by the *T. alpillensis* Subzone with the interval occupied by the *T. pertransiens* Subzone. Due to this error *T. pertran-*

siens seems to be most abundantly present in his "*B. (B.) callisto* Zone", which motivated him to drop this species as index for the basal biostratigraphic unit of the Valanginian. Also *Th. (K.) lucense* was rejected as index, because it appears low in the "*B. (B.) callisto* Zone". Therefore he introduced his *Th. (Th.) thurmanni* Zone for the same biostratigraphic interval as defined for his former *Th. (K.) lucense* Zone, i. e. between the last *B. (B.) callisto* and the first *Th. (K.) roubaudianum*.

After correction of this correlation error, our investigation revealed that WIEDMANN's findings may be true for *Th. (K.) lucense*, but definitely not for *T. pertransiens*, which at Los Miravetes appears directly above the last *B. (B.) callisto*. Moreover also SAYN's *Th. Thurmanni*, échantillon presque typique (this juvenile specimen is generally interpreted as a true *thurmanni*, but I provisionally referred to it as aff. *thurmanni* because of the uncertain interpretation of the lectotype of *thurmanni* in PICTET & CAMPICHE, 1860, pl. 34, fig. 1, which is only an adult living chamber fragment) appears at the base of the interval that can be correlated with the *B. (B.) callisto* Subzone. As the motives for the introduction of the *Th. (Th.) thurmanni* Zone are without foundation, the concept of this zone should be abandoned.

The faunal successions reported by WIEDMANN (in ALLEMANN et al., 1975) from the Cañada Lengua sections (S of Caravaca), which are not disturbed by correlation errors, but which are very incomplete due to lacunas, show however that not only the ends of the ranges of *Pomeliceras nieri, S. (S.)*

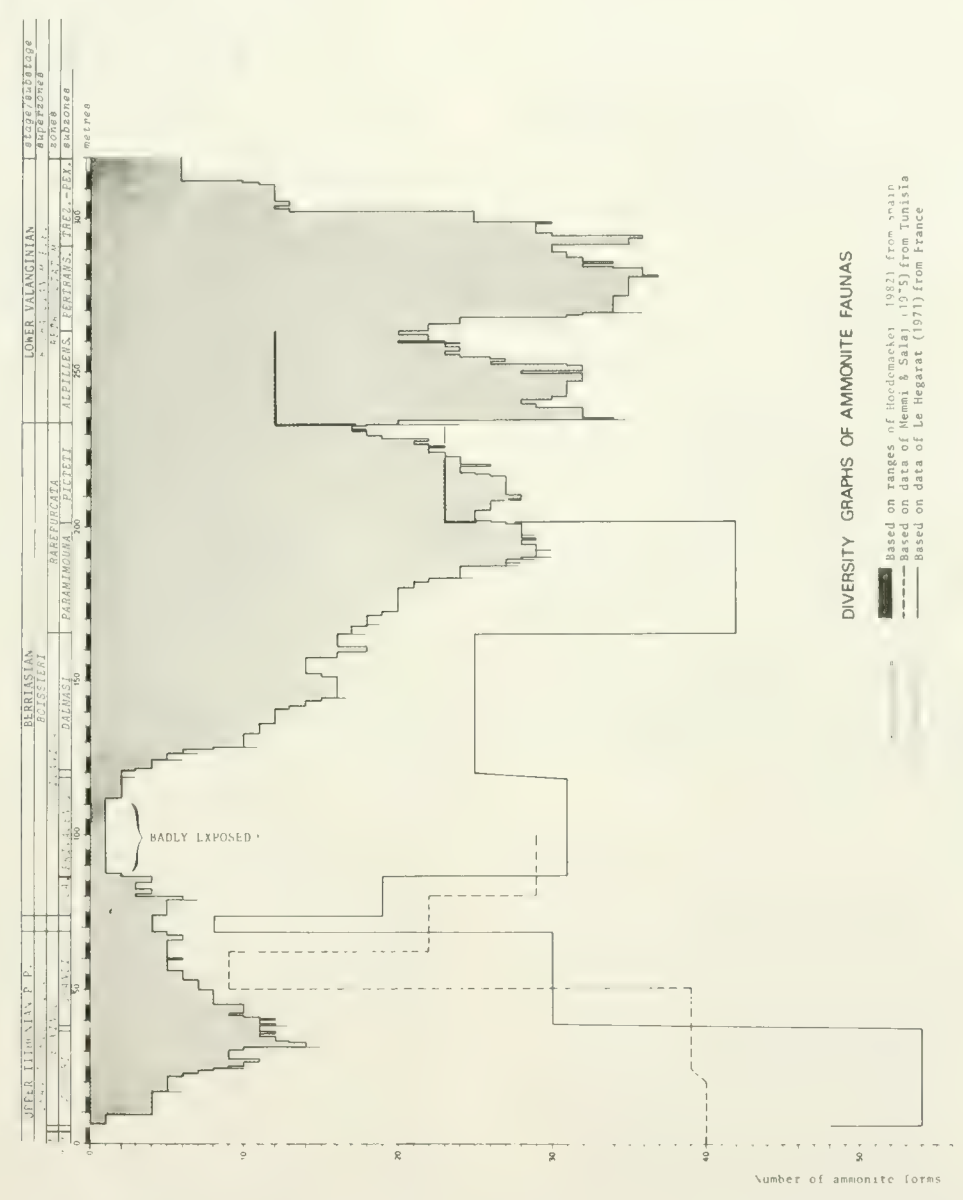


Figure 2. The number of ammonite forms at each level of the Los Miravetes section (Spain) is compared with the number of ammonite forms reported from each subzone in France by LE HÉGARAT (1971) and with the number of forms reported from the ammonite assemblages distinguished by MEMMI & SALAJ (1975) in Tunisia. The correlation of these assemblages with LE HÉGARAT's zonation was slightly modified. Haploceratids, lytoceratids, and phylloceratids are excluded from this comparison. The Miravetes diversity graph shows the deep low that separates the diversity highs of the *transitorius* and *boissieri* superzones, the low subsidary high of the *subalpina* Subzone, and the conspicuous subsidary high of the *alpillensis* Subzone between the diversity highs of the *boissieri* and *roubaudianum* superzones.

boissieri, and *Sp. (Ng.) negreli,* but also those of *B. (B.) callisto, Sp. (Ng.)* cf. *paranegreli,* and *Lp. studeri* are overlapping a few metres the beginning of the range of *T. pertransiens.*

When the diversity (= number of species) of the perisphinctacean ammonites of Los Miravetes was plotted bed by bed for the uppermost Tithonian, Berriasian, and lower Valanginian sensu stricto, a succession of pronounced diversity highs and lows became apparent (Fig. 2). At first I interpreted them as local diversity fluctuations. Changes in facies could not be held responsible for these highs and lows, because the facies remains unchanged at nauseam throughout the entire Miravetes sequence. However, several of these highs and lows turned out to be of supraregional extent, for it was possible to reconstruct similar diversity curves (Figs. 2, 3) with equally pronounced highs and lows at the same stratigraphic positions when we include in them all those Mediterranean ammonite forms whose ranges are known correct to a subzone, in particular those of LE HÉGARAT (1971) and THIEULOY (1977a, 1979) for SE France and of MEMMI & SALAJ (1975) for Tunisia. This justifies the conclusion that these highs and lows are not merely local aberrations, but are of important time-stratigraphic significance, the more so as it turned out that the diversity minima correspond with the terminations of known regressive periods in the Mediterranean realm.

Each diversity minimum is preceeded by a stratigraphic interval in which disappearances of faunal elements highly predominate over appearances of new elements and is followed by an interval in which new appearances predominate over disappearances. Consequently each diversity high has its very own diagnostic fauna of perisphinctacean species and (sub)-genera, which is quite different from the fauna of the adjacent diversity highs. Across a diversity minimum the transformation of the fauna appears to be rapid and profound, whereas in between the minima the successive ammonite faunas imperceptibly shade off into one another. The broad highs, therefore, represent successive natural ammonite assemblages, which form the raw material for the distinction of major biostratigraphic units, superzones, in the Mediterranean province, whereas the deep minima delimit distinct steps in the development of the ammonite faunas. Similar steps can be demonstrated for the faunal successions reported from Bulgaria, The Crimea, and Roumania.

So it turns out that the "episodic faunal revolutions", as WIEDMANN (1973) called the rapid faunal turnovers used to determine the lower boundaries of the Triassic and Jurassic systems, are much more frequent than hitherto assumed. Many of these turnovers, however, come about mainly at the genus/species level and are therefore less manifest, although the slaughter among the ammonites is often of the same order. Even the five phases recognized by WIEDMANN (1973) in the development of the ammonite faunas can, with a slight modification, be distinguished within the diversity highs of Los Miravetes and form the basis for the recognition of subzones (Fig. 3). The shape of the diversity graph is comparable to the one predicted by CARR & KITCHELL (1980).

I am convinced that the recognition and determination of the presumably large number of such rapid faunal turnovers attended by conspicuous diversity lows provides a valuable means to give the delimitation of many biochronological units the objective basis that stratigraphers are so eager to obtain.

The superzones thus delimited in Los Miravetes have been given biostratigraphic names. The ammonite associations within the broad highs practically correspond to the original faunistical concepts of the *Paraulacosphinctes transitorius* Zone sensu NEUMAYR (1871) and SAPUNOV (1977), the *Subthurmannia (Subthurmannia) boissieri* Zone sensu KILIAN (1888) and the "Colloque sur le Crétacé inférieur" (1965), and the *Thurmanniceras (Kilianella) roubaudianum* Zone sensu KILIAN (1888, 1896). These turn out to be real, practical, and well-delimitable biostratigraphic units and were therefore restored in their original sense, but their concepts were of course corrected and adapted a little in accordance with the greater knowledge we have now of the distribution of ammonites. This means, however, that *S. (S.) boissieri* and *Th. (K.) roubaudianum* are not available anymore as index species for the upper Berriasian and the lower Valanginian sensu stricto. The index fossils of these zones are therefore replaced by *S. (S.) rarefurcata* and *Th. (K.) retrocostatum* respectively (HOEDEMAEKER, 1982) (Fig. 3).

The superzones are separated from each other by faunal transitions in which the faunal elements of the foregoing superzone rapidly disappear to make room for the new faunal elements of the next superzone, which gradually, though rapidly and simultaneously with this disappearance, increase in number and diversity to reach their maximum in the upper part of that superzone. These faunal transitions give rise to narrow subsidary diversity highs, because the diversity of such transitional association is the summation of the old and the new faunal elements. These small diversity highs are situated within the deep lows. The transitional faunas should be incorporated in the superzone that immediately follows them, because the entry and the rapid increase in number and diversity of the faunal elements that characterize the following superzone is biostratigraphically more important than the retarded presence of some faunal elements of the foregoing superzone. Besides the deepest parts of the diversity lows form the lower limits of these subsidary highs. These transitional faunal associations therefore should constitute the basal subzones of the superzones.

For the *S. (S.) boissieri* Superzone this is apparently the *Subthurmannia (Strambergella) subalpina* Subzone, which builds only a low subsidary high. For the *Th. (K.) roubaudianum* Superzone this is apparently the *T. alpillensis* Subzone, which builds a narrow, but conspicuous subsidary high. The next superzone undoubtedly begins with the *Himantoceras trinodosum* Subzone, which also builds a low subsidary high within a deep diversity low, which is attended by a rapid and nearly complete renewal of the ammonite fauna.

So the faunal coupures at the base of the *S. (St.) subalpina* Subzone and the *H. trinodosum* Subzone are more important than the one at the base of the *T. alpillensis* Subzone. Nevertheless the faunal turnover in the latter subzone, brought about by the rapid incoming of new faunal elements and their progressive increase at the expense of the old ones, is profound and rapid enough to warrant the delimitation of superzones. Therefore it becomes obvious that the *Th. (K.) roubaudianum* Superzone and consequently also the Valanginian sensu stricto should begin at the diversity minimum at the base of the *T. alpillensis* Subzone. This level practically coin-

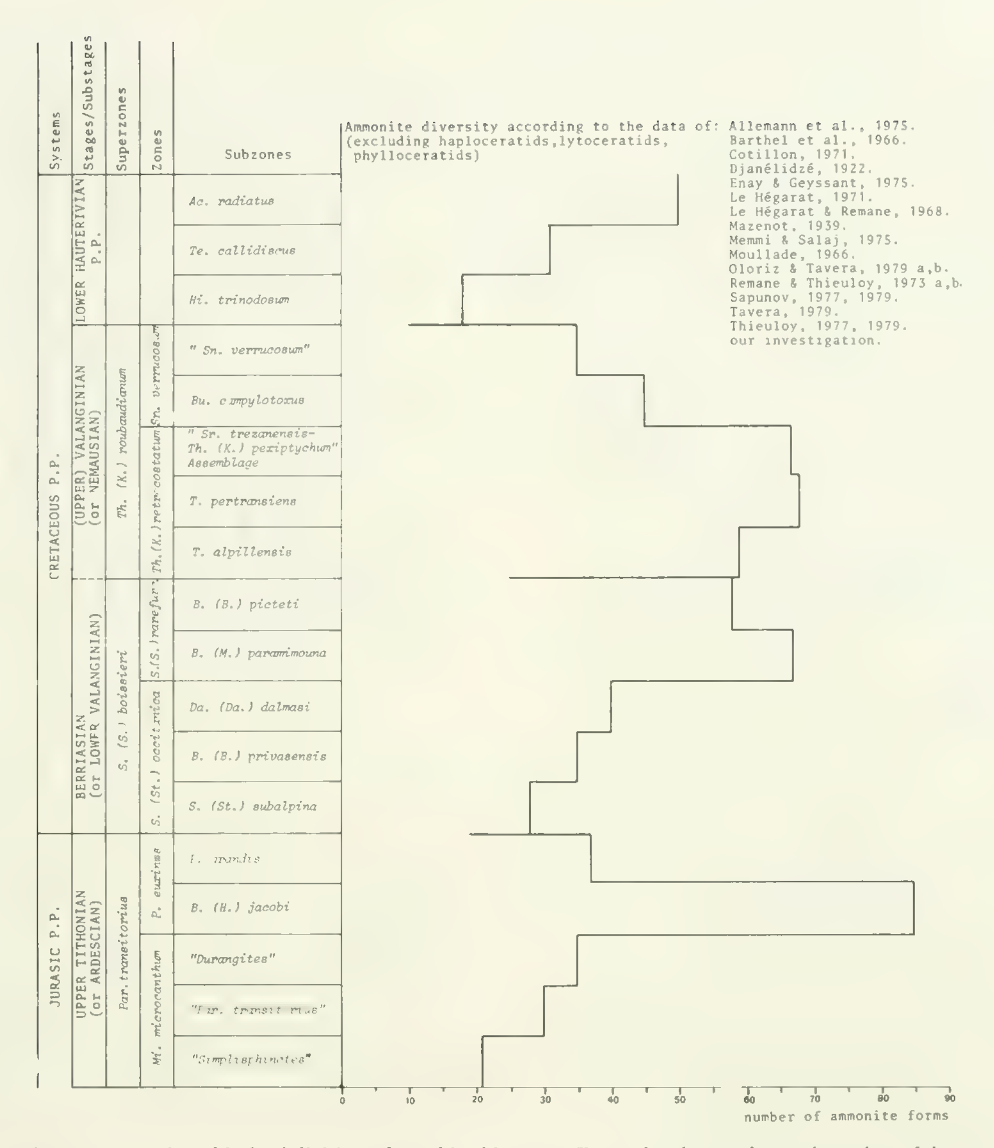


Figure 3. Stratigraphical subdivision adopted in this paper. For each subzone the total number of those Mediterranean ammonite forms (excluding haploceratids, lytoceratids, and phylloceratids) whose ranges are at present known correct to a subzone is given to show the pronounced diversity highs and lows of supra-regional extent that had best be used to delimit the stages. BAUMBERGER (1903–1910) should be added as one of the source references.

cides with the base of the calpionellid subzone D3 (= the entry of *Lorenziella hungarica)* and can be correlated with the base of the French *B. (B.) callisto* Subzone.

The faunal caesura that separates the *Pseudosubplanites grandis* Subzone from the *S. (St.) subalpina* Subzone was proposed to mark the Tithonian-Berriasian boundary (HOEDEMAEKER, 1981, 1982). The deep faunal coupure that separates the "*Saynoceras verrucosum*" Subzone (in the restricted sense as used by MOULLADE, 1966, MOULLADE & THIEULOY, 1967, THIEULOY, 1971, 1973, 1977b, 1979) and the *Himantoceras trinodosum* Subzone clearly separates a Valanginian from a Hauterivian ammonite assemblage. As the latter break is accidentally, but fortunately closest to (if not coinciding with) the lower boundary of the Hauterivian stratotype (cf. DONZE & THIEULOY, 1975) as it was originally indicated by RENEVIER (1873), i. e. at the base of the 'marnes á Astieria', there is no impediment to choose it as the Valanginian-Hauterivian boundary (HOEDEMAEKER, 1982).

As the stratigraphic scope of the Berriasian and the Valanginian sensu stricto are herewith reduced to only one superzone (= 5 subzones) each, the stage appreciation that the Berriasian has gradually acquired (MAZENOT, 1939; Colloque sur le Crétacé inférieur, 1965) should be seriously questioned. It is proposed here to return to the old concept and to subdivide the original scope of the Valanginian Stage (excluding the so-called "Terrain Dubisien") into a lower substage, the Berriasian, and an upper substage, for which the name Nemausian (SARRAN D'ALLARD, 1875, 1881) is available. The Nemausian (from Nemausus = Latin for Nîmes) has explicitly been introduced as the stage between the Berriasian and the Hauterivian and it would constitute together with the Berriasian the two divisions that compose the "Terrain Valanginien".

CONCLUSIONS

It is shown that in the sequence of Los Miravetes (west of Caravaca, SE Spain) the faunal turnover at the boundary between the Berriasian and the Nemausian (= Valanginian sensu stricto) is definitely not as abrupt as has generally been assumed. The faunal transformation, though important because it involves the nearly complete renewal of the ammonite fauna in a relatively short lapse of time, is much slower than previously thought and comes about in the course of the entire *T. alpillensis* Subchron, which corresponds with LE HÉGARAT's *B. (B.) callisto* Subchron.

It is shown that in this subchron the successive extinctions of "typically Berriasian" taxa were at the same time compensated by the successive appearances of new "Valanginian" taxa. The faunal turnover has definitely not the abruptness that invited so many stratigraphers to choose this boundary as the limit between the Jurassic and Cretaceous systems.

On account of the entry and the rapid increase in number and diversity of ammonites that characterize the *Th. (K.) roubaudianum* Superzone, the boundary between the Berriasian and the Nemausian (or Valanginian sensu stricto) should be drawn at the base of the *T. alpillensis* Subzone, which virtually coincides with the base of calpionellid subzone D3.

The concept of the *B. (B.) callisto* Subzone should be abandoned, because its faunal concept is very inadequate, but also those of the *Th. (K.) lucense*, *Th. (Th.) thurmanni*, and *Th. (Th.) otopeta* "zones" should be abandoned, because they do not differ essentially from the concept of the *T. pertransiens* Subzone, which has priority.

The breaks in the faunal succession of the Mediterranean perisphinctacean ammonites between the *P. grandis* and *S. (St.) subalpina* subzones, where the boundary between the Tithonian and the Valanginian stages had best be drawn, and between the "*Sn. verrucosum*" Subzone (in the restricted sense used by MOULLADE and THIEULOY) and the *Hi. trinodosum* Subzone, where the boundary between the Valanginian and the Hauterivian stages had best be drawn, are more important and the faunal transformations at these levels more radical than between the *B. (B.) picteti* and *T. alpillensis* subzones, where the boundary between the Berriasian and Nemausian substages had best be drawn.

REFERENCES

ALLEMANN, F., GRÜN, W., & WIEDMANN, J., (1975): The Berriasian of Caravaca (Prov. of Murcia) in the subbetic zone of Spain and its importance for defining this stage and the Jurassic-Cretaceous boundary. In: Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (1973): Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **86:** 14–22.

— — & REMANE, J., (1979): G. Les faunes de calpionelles du Berriasien supérieur/Valanginien. In: BUSNARDO, R., THIEULOY, J.-P., & MOULLADE, M.: Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (Sud-Est de la France), III. La Faune. Edition du C. N. R. S., Les stratotypes francais, **6:** 99–109, 1 pl.

ARNAUD, H., GIDON, M., & THIEULOY, J.-P., (1981): Les Calcaires du Fontanil des environs de Grenoble: leur place dans la stratigraphie du Néocomien entre le Jura et le domaine vocontien. – Eclogae geol. Helv., **74,** (1): 109–137, 2 pls.

BADALUTA, A., (1975): Biostratigraphie des formations du Tithonique-Valanginien et la limite Jurassique-Crétacé dans le Banat occidental (Roumanie). In: Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (1973): Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **86:** 23–28.

BAUMBERGER, E., (1903–1910): Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. Part 1–6. – Abh. Schweiz. paläont. Gesellsch., **30,** 4; **32,** 3; **33,** 2; **34,** 1; **35,** 5; **36,** 3; 309 p., 33 pls.

BUSNARDO, R., & LE HÉGARAT, G., (1965): IV. Conclusions. In: BUSNARDO, R., LE HÉGARAT, G., ? MAGNÉ, J.: Le stratotype du Berriasien. In: Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, 1963):. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **34:** 25–33.

— — & THIEULOY, J.-P., (1979): C. Les zones d'ammonites du Valanginien. In: BUSNARDO, R., & THIEULOY, J.-P., & MOULLADE, M.: Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (Sud-Est de la France), III. La Faune. IV. Conclusions. – Edition du C. N. R. S., Les stratotypes francais, **6:** 58–68, 127–134.

CARR, T. R., & KITCHELL, J. A., (1980): Dynamics of taxonomic diversity. – Paleobiology, **6,** 4: 427–443.

COLLOQUE sur le Crétacé inférieur, (1965): Conclusions générales du colloque. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **34:** 827–834.

COLLOQUE sur la limite Jurassique-Crétacé, (1975): VII. Discussions sur la position de la limite Jurassique-Crétacé. VIII. Discussion générale préliminaire au dépôt des motions. – Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **86:** 379–393.

DONZE, P., & LE HÉGARAT, G., (1965): Les dépôts de la limite Berriasien-Valanginien dans le stratotype du Berriasien de Berrias (Ardèche) et dans la region avoisinante. – C. R. Acad. Sc. Paris. **269** (29 mars 1965), groupe 9: 3707–3709.

— — & THIEULOY, J.-P. (1975): Sur l'extrême condensation du Valanginien supérieur dans le Jura neuchâtelois, en particulier dans le stratotype de Valangin, et sa signification dans l'ensemble des formations valanginiennes du Sud-Est de la France. – C. R. Acad. Sc. Paris, **280,** Sér. D: 1661–1664.

DRUSHCHITS, V. V., (1975): The Berriasian of the Crimea and its stratigraphic relations. In: Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (1973). – Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **86:** 337–341.

HÉGARAT, G. LE (1965): II. Stratigraphie et macrofaune. In: BUSNARDO, R., LE HÉGARAT, G., & MAGNÉ, J., Le stratotype du Berriasien. In: Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, 1963): Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **34:** 9–16.

— — & REMANE, J., (1968): Tithonique supérieur et Berriasien de l'Ardèche et de l'Herault. Corrélation des ammonites et des calpionelles. – Geobios, **1:** 7–69, pl. 1–10.

— — (1971): Le Berriasien du sud-est de la France. – Documents Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, **43,** fasc. 1: 1–308, pls. 1–53; fasc. 2: 309–576, pls. 1–40.

HOEDEMAEKER, Ph. J., (1981): The Jurassic-Cretaceous boundary near Miravetes (Caravaca, SE Spain); arguments for its position at the base of the Occitanica Zone. – Cuadernos Geologicos, **10:** 235–247.

— — (1982): Ammonite biostratigraphy of the uppermost Tithonian, Berriasian, and lower Valanginian along the Río Argos (Caravaca, SE Spain). – Scripta Geol., **65:** 1–80, 6 pls., 5 encl.

KILIAN, W., (1888): Description géologique de la Montagne de Lure (Basses-Alpes) (Thèse, Paris), 458 p., 3 maps, 8 pls. (Masson).

— — (1891): Sur quelques céphalopodes nouveaux ou peu connus de la période Secondaire. B. Notice préliminaire sur les ammonites du calcaire valanginien du Fontanil (Isère). – Soc. de Statist. de l'Isère, **1890–91,** Sér. 3, 16: 191–207, pl. 2–5.

— — (1896): Notice stratigraphique sur les environs de Sisteron et contributions à la connaissance des terrains secondaires du sud-est de la France. – Bull. Soc. Géol. France, **3,** 23 (1895): 659–803.

MAZENOT, G., (1939): Les Palaeohoplitidae tithoniques et berriasiens du sud-est de la France. – Mém. Soc. Géol. France, NS, **41:** 5–303, pls. 1–40.

MEMMI, L., (1965): Sur quelques ammonites du Valanginien de l'Oued Guelta (Tunisie). – Bull. Soc. géol. France, 7, 7: 833–838, pl. 31 a.

— — & SALAJ, J., (1975): Le Berriasien de Tunisie. Succession de faunes d'ammonites, de foraminifères et de tintinnoïdiens. In: Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (1973). – Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **86:** 58–67.

MOULLADE, M., (1966): Étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "Fosse Vocontienne". – Documents Lab. Géol. Fac. Sciences Lyon, **15**, 1: 1–217.

— — & THIEULOY, J.-P., (1967): Les zones d'ammonites du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien vocontiens. – C. R. somm. Soc. Géol. France, **6**, (19–6–1967): 228–230.

NEUMAYR, M., (1871): II. Jurastudien. 5. Der penninische Klippenzug. – Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, **21**, (4): 451–536.

PATRULIUS, D., NEAGU, T., AVRAM, E., & POP, G. I., (1976): The Jurassic-Cretaceous boundary beds in Romania. – Anuarul Inst. Geol. Geofiz., **50:** 71–125.

PICTET, F.-J., (1867): Études paléontologiques sur la faune à Terebratula diphyoides de Berrias (Ardèche). – Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, **7**, Mélanges Paléontologiques, **2:** 43–130, pls. 8–28.

— — & CAMPICHE, G., (1858–60): Description des fossiles du Terrain Crétacé des environs de Sainte-Croix, première partie. – Mat. Paléont. Suisse, seconde série: 380 p., pl. 8–43.

REMANE, J., & THIEULOY, J.-P. (1973): Coupe A. III-2: Barret-le-Bas, Les Sausses. Coupe A. IV-1: La Faurie-Pusteau. In: Livret-Guide des excursions, Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé. – Documents Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, Hors série, **1:** 90–95; 101–105.

RENEVIER, E., (1873): Tableau des terrains sédimentaires. – Bull. Soc. Vaudois Sc. nat., **13:** 218–252.

SARASIN, Ch., & SCHÖNDELMAYER, Ch. (1901): Étude monographique des ammonites du Crétacé inférieur de Chatel-Saint-Denis. – Mém. Soc. Paléont. Suisse, **28**, 2: 1–91, pl. 1–11.

SAPUNOV, I. G., (1977): Ammonite stratigraphy of the Upper Jurassic in Bulgaria. IV. Tithonian: Substages, Zones and Subzones. – Geologia Balcanica, 7, 2: 43–64.

SARRAN D'ALLARD, L. DE, (1875): Notice sur la stratigraphie des environs d'Alais. – Soc. d'étude des Sciences nat. de Nîmes, 19 nov. 1875.

— — (1881): Note sur une course géologique aux environs d'Alais. – Bull. Soc. géol. France, **3**, 8 (1880): 335–354.

SAYN, G., (1907): Les ammonites pyriteuses des marnes valanginiennes du Sud-Est de la France. – Mém. Soc. Géol. France, Paléontologie, **15**, Mém. 23: 29–66, 4 pls.

SPATH, L. F., (1939): The cephalopoda of the Neocomian Belemnite Beds of the Salt Range. – Palaeontographica Indica, NS., **25**, Mem. 1, 154 p., 15 pls.

THIEULOY, J.-P. (1971): Réflexions sur le genre *Lyticoceras* HYATT, 1900 (Ammonoidea). – C. R. Acad. Sc. Paris, **272**, sér. D: 2297–2300.

— — (1973): The occurrence and distribution of boreal ammonites from the Neocomian of southeast France (Tethyan Province). In: CASEY, R., & RAWSON, P. F., (eds.): The Boreal Lower Cretaceous. – Geol. J., Special issue, **5:** 289–302.

— — (1977 a): La zone à *callidiscus* du Valanginien supérieur vocontien (Sud-Est de la France). Lithostratigraphie, ammonitofaune, limite Valanginien-Hauterivien, correlations. – Géol. Alpine, **53:** 83–143, 7 pls.

— — (1977 b): Les ammonites boréales des formations néocomiennes du Sud-Est francais (Province subméditerranéenne). – Geobios, **10**, 3: 395–461, 9 pls.

— — (1979): B. Les ammonites. Description des especes indices et de quelques autres formes fondamentales. In: BUSNARDO, R., THIEULOY, J.-P., & MOULLADE, M.: Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (Sud-Est de la France). III. La Faune. Edition du C. N. R. S., Les stratotypes francais, **6:** 37–57, 3 pls.

UHLIG, V., (1882): Zur Kenntnis der Cephalopoden der Rossfeldschichten. – Jahrb. k. k. Geol. Reichsanstalt, **32**, 3: 373–396.

WIEDMANN, J., (1968): Das Problem stratigraphischer Grenzziehung und die Jura/Kreide-Grenze. – Eclogae geol. Helv., **61**, 2: 321–386, 4 tabl.

— — (1973): Evolution or revolution of ammonoids at Mesozoic system boundaries. – Biological Reviews, **48**, (4): 159–194.

— — (1974): Die Jura/Kreide-Grenze. Prioritäten, Diastrophen oder Faunenwende? In: Colloque du Jurassique à Luxembourg, 1967. – Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **75:** 333–338.

— — (1975): The Jurassic-Cretaceous boundary as one of the Mesozoic system boundaries. In: Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé. – Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **86:** 358–362.

ZEISS, A., (1965): Gliederung und Grenzen des oberen Jura in Europa. In: Carpatho-Balkan Geological Association, VII Congress, Sofia, 1965, Reports, Part **2**, (1), 107–113.



Zitteliana	10	459–466	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Jurassic and Early Cretaceous planktonic foraminifera (Favusellidae). Stratigraphy and paleobiogeography

By

TATJANA N. GORBACHIK & KIRILLA I. KUZNETSOVA*)

With 6 text figures and 2 tables

ABSTRACT

34 species of planktonic foraminifera of the Favusellidae are known in the Jurassic and Cretaceous (14 in the Jurassic and 20 in the Cretaceous). On the strenght of analysis corresponding layers were selected in the sections with determination of their stratigraphic range. It was cleared up that distribution area of Favusellidae in the Jurassic is streched in a narrow sublatitudinal strip from the eastern coast of Canada to the Middle Asia. It becomes significantly wide in the Cretaceous and moves to the south reaching the North Tropic in Berriasian-Hauterivian and South Tropic and Madagascar in the Albian-Cenomanian. Mediterranian region is suggested to be the possible centre of formation and expansion of the most early representatives of this family.

KURZFASSUNG

Aus dem Jura und der Kreide sind bisher 34 Arten von planktonischen Foraminiferen der Familie Favusellidae bekannt (14 aus dem Jura, 20 aus der Kreide). Die Vorkommen wurden weltweit in jeweils altersgleichen Schichten verglichen. Das Verbreitungsgebiet der Favusellidae ist im Jura beschränkt auf einen schmalen Streifen von der Ostküste Kanadas bis nach Mittel-Asien. In der Kreide dehnte sich das Verbreitungsgebiet nach Süden aus und erreichte im Berrias-Hauterive den nördlichen tropischen Bereich, im Alb-Cenoman den südlichen tropischen Bereich (Madagascar). Als Ursprungsgebiet kann die mediterrane Region angenommen werden, von wo die Ausbreitung der frühen Vertreter dieser Familie ausging.

INTRODUCTION

The abundancy and diversity of Late Cretaceous and Cenozoic planktonic foraminifera enables us to work out zonal scales of global significance. The beginning of the formation of this group of organisms can be associated with the Jurassic stage of the earth's evolution, during which planktonic foraminiferal assemblages as yet were few in number, and with limited distribution areas. Particularly the initial stage of the formation of this fauna is of great importance for understanding their further evolution.

Therefore, our task was to study early planktonic foraminifera of the family Favusellidae which have existed since the Middle Jurassic up to the end of the Early Cenomanian. The family Favusellidae was identified by LONGORIA (1974) as being part of one genus, *Favusella* MICHAEL 1971, and is defined as a unique group of Late Albian – Early Cenomanian globigerinids characterized by ornamentation of the surface of the test consisting of large polygonal plates looking as a honeycomb cell (LONGORIA, 1974, p. 74). Subsequently the number of the species identified as belonging to the family which besides the type genus *Favusella* now included two further genera: *Globuligerina* BIGNOT et GUYADER 1971, and *Conoglobigerina* MOROZOVA 1961 (GRIGELIS & GORBACHIK, 1980); their representatives having the surficial test ornamen-

*) T. N. GORBACHIK, Catr. Paleontology, Lomonosov University, Moskau, USSR; K. I. KUZNETSOVA, Akad. Nauk SSR, Geological Institute, Moskau, USSR.

tation in the shape of a tubercle (pustule), or an irregular cell. Another specific feature of the family is the position of the aperture which is in most cases umbilical or intramarginal. The expansions of the family resulted in a change of opinions as to its stratigraphic distribution. The species making up the present family have been known to exist from the Bajocian to the Early Cenomanian inclusively.

The study of development of test-ornamentation of Favusellidae representatives from the Middle Jurassic to Cenomanian showed that it proceeded in accordance with the oligomerization principle, transformation from numerous diffusive ornamentation types-tubercles, to regular, larger and less numerous polygonal cells being seen (ALEKSEEVA & GORBACHIK, 1981). The regularity in development of the ornamentation confirms combination of the above mentioned genera into one family.

One of the problems, which still remains unsolved in the systematics of Favusellidae is the relationship between the genera *Conoglobigerina* and *Gubkinella* SULEYMANOV (1955). The former was described by MOROZOVA (MOROZOVA & MOSKALENKO 1961) from Bajocian-Bathonian deposits of Daghestan and was included into the family Globigerinidae as a subgenus of the *Globigerina* genus. The latter genus was attributed to the heterohelicids by SULEYMANOV (1955) and described from the Upper Senonian (Campanian-Maastrichtian) of the South-Western Kyzyl-Kum (Usbekistan). Subsequently LOEBLICH & TAPPAN (1964) also assigned *Gubkinella* to the Heterohelicidae and the genus *Conoglobigerina* was regarded as its junior synonym.

However, even without analysing the morphology of the above two genera, it would appear that between their Jurassic and Early Cretaceous representatives attributed by us to *Conoglobigerina*, on the one hand, and Senonian (Campanian-Maastrichtian) assigned to *Gubkinella*, on the other hand, there is a gap equivalent to at least four stages. This makes us doubt the validity of the concept. The problem posed can be solved by means of comparative analysis of the morphology of topotypes of *Conoglobigerina dagestanica* MOROZOVA and *Gubkinella asiatica* SULEYMANOV. This is being included in the programme of our further studies.

This paper is mainly dedicated to the problem of stratigraphic and geographical distribution of representatives of the Favusellidae on a global scale, and their use for the solution of stratigraphy and correlation problems. The Favusellidae at the given stage of knowledge include the genera *Conoglobigerina, Globuligerina* and *Favusella*. The analysis of stratigraphic distribution of favusellids in the Jurassic and Cretaceous was carried out by GORBACHIK and GRIGELIS (1982), the present new material, however, has made a considerable contribution to our knowledge.

STRATIGRAPHY AND PALAEOBIOGEOGRAPHY OF THE FAVUSELLIDAE

At present we are aware of 34 species of favusellids existing throughout the Jurassic and Cretaceous (14 species in the Jurassic and 20 species in the Cretaceous). Deposits from all the stages beginning from the Bajocian up to the Cenomanian inclusively, have been identified (Tab. 1). However, no favusellids have been observed as yet, in certain parts of this stratigraphic interval, i. e. they are missing in the Upper Oxfordian, Upper Berriasian and in the Upper Valanginian (the possible distribution of the species is shown in tab. 1 by broken lines).

The stratigraphic range of 11 species corresponds to one substage; nine species are distributed in two substages, including the adjacent stage. The remaining 14 species have a wider distribution. This can be related, to a certain extent, to the fact that the study of this extremely complicated group (small tests and too indistinct morphological features to be seen clearly under a light microscope) may not altogether be able enough. Especially complicated is the identification of these forms found in deposits in geosynclinal areas where preservation is less complete than those found in platform and oceanic deposits. One more circumstance should be taken into consideration: early planctonic foraminifera are seldom wholly distributed throughout a section, but are associated with separate beds; this is rarely stated in the available publications. As a result, we have an artifical spread of stratigraphical intervals of the species (Tab. 1). Thus, the subdivisions distinguished cannot as yet be regarded as zones, and are usually called beds.

Nevertheless, this group is undoubtedly important for the zonal subdivision of the Jurassic and Early Cretaceous, because the geographical distribution of favusellids, as with any planktonic foraminifera, is very wide. This makes correlation possible. The scheme of subdivisions of the Jurassic and Early Cretaceous using favusellid distributions, initially elaborated by GORBACHIK and GRIGELIS (1982) and then supplemented by new data is shown in Tab. 2. The separate subdivisions are ambiguous with regard to their stratigraphic and correlative importance. The scheme presented has blanks for which no reprensentative species have been, as yet, identified (Upper Callovian, Upper Berriasian, Valanginian). These blanks seem not to be related to the absence of planktonic foraminifera but rather to a lack of material.

Some of the subdivisions are of a certain stratigraphic importance at a given stage in the study. They are represented by such species as *Globuligerina oxfordiana*, *G. helvetojurassica*, *Conoglobigerina bathoniana*, etc., having a narrow stratigraphic range and a very wide geographical distribution. These subdivision are traced from Crimea to Caucasus in the east and to the Canadian coast in the west.

Parts of the subdivisions are based on those species whose distribution areas are still limited. This is most probably related to a poor knowledge. No special studies of Cretaceous favusellids and their biogeography have been carried out till now. There are data available on this question in those publications containing identifications and descriptions of repre-

SYSTEM	STAGE	SUBSTAGE	INDEX
JURASSIC	Bajocian	L, U	J_2bj
JURASSIC	Bathonian	L, U	J_2bt
JURASSIC	Callovian	L, M, U	J_3cl
JURASSIC	Oxfordian	L, M, U	J_3ox
JURASSIC	Kimeridgian	L, U	J_3km
JURASSIC	Tithonian	L, M, U	$J_3t(v)$
CRETACEOUS	Berriasian	L, U	K_1bs
CRETACEOUS	Valanginian	L, U	K_1v
CRETACEOUS	Hauterivian	L, U	K_1h
CRETACEOUS	Barremian	L, U	K_1b
CRETACEOUS	Aptian	L, M, U	K_1ap
CRETACEOUS	Albian	L, M, U	K_1al
CRETACEOUS	Cenomanian	L	K_2cm

1. *Conoglobigerina gaurdakensis* Balachmatova et Morozova
2. [illegible] (Morozova)
3. *Conoglobigerina dagestanica* Morozova
4. *Globuligerina spuriensis* Bars et Ohm
5. *Conoglobigerina avarica* Morozova
6. *C. bathoniana* (Pazdrowa)
7. *C. jurassica* (Hoffman)
8. *Globuligerina meganomica* Kuznetsova
9. *G. calloviensis* Kuznetsova
10. [illegible]
11. [illegible]
12. [illegible]
13. [illegible] (Iovcheva et Trifonova)
14. *Conoglobigerina conica* (Iovcheva et Trifonova)
15. *Globuligerina gulekhensis* Gorbachik et Poroschina
16. *G. caucasica* Gorbachik et Poroschina
17. *G. hauterivica* (Subbotina)
18. [illegible]
19. *G.* (?) *graysonensis* (Tappan)
20. *G. tardita* (Antonova)
21. [illegible] (Antonova)
22. *Favusella* aff. *washitensis* (Carsey)
23. *F. washitensis* (Carsey)
24. *F. papagayonensis* Longoria
25. *F. voloshinae* Longoria
26. *F. nitida* Michael
27. [illegible] Michael
28. *F. confusa* Longoria
29. *F. hedbergellaeformis* Longoria
30. *F. hiltermanni* (Loeblich et Tappan)
31. [illegible] Michael
32. *F. venoensis* Michael
33. *F. pessagnoi* Michael
34. [illegible] Michael

Table 1. Distribution chart of Favusellidae.

INDEX	SUBDIVISION
. km	
$K_1^{al}3$	*Favusella quadrata – F. washitensi*
$K_1^{al}2$	*Favusella nitida – F. hiltermanni*
$K_1^{al}1$	*Favusella papagayonensis – F. voloshina*
$K_1^{ap}1\text{-}3$	*Globuligerina quadricamerata – G. tardita*
$K_1^{br}1\text{-}2$	*Globuligerina tardita – G. grayseonensis*
$K_1^{h}1\text{-}2$	*Globuligerina hauterivica*
K_1 [illegible] 1-2	-
$K_1^{bs}2$	-
$K_1^{bs}1$	*Globuligerina gulekhensis – G. caucasica*
$J_3^{t}1\text{-}3$	*Conoglobigerina conica – Globuligerina terquem*
J_3^{km}	*Globuligerina stellapola*
$J_3^{ox}3$	-
$J_3^{ox}1\text{-}2$	*Globuligerina oxfordiana*
$J_3^{cl}3$	-
$J_3^{cl}2$	*Globuligerina calloviensis*
$J_3^{cl}1$	*Conoglobigerina jurassica – G. meganomica*
$J_3^{bt}2$ $J_{3}bt_1$	*Conoglobigerina bathoniana – C. avarica*
$J_2^{bj}2$	*Conoglobigerina gaurdakensis – Globuligerina balakhmatovae*
$J_2^{bj}1$	

Table 2. Scheme of subdivision of Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits, using favusellids.

sentatives of this group (Haeusler, 1881; Tappan, 1940; Subbotina, 1953; Grigelis, 1958; Hoffman, 1958; Bolli, 1959; Morozova & Moskalenko, 1961; Iovcheva & Trifonova, 1961; Antonova et al., 1964; Bars & Ohm, 1968; Michael, 1972; Grigelis et al., 1977; Longoria & Camper, 1977; Gorbachik, 1979; Gorbachik & Antonova, 1982; Kuznetsova & Uspenskaya, 1980; et al.) or in those devoted to the problems of the biogeography of Jurassic and Cretaceous foraminifera (Gordon, 1970; Dillay, 1971; Gradstein, Williams, Jenkins & Ascoli, 1975; Gradstein et al., 1977). This paper contains results of personal observations and analysis of DSDP which enables us to generalise on the global distribution of favusellids in the Jurassic and the Cretaceous (Fig. 1–6).

In the Middle Jurassic the distribution area of favusellids extended as a relatively narrow band in the sublatitudinal direction from the Transcaspian to the Eastern coast of Canada, almost reaching 60° Northern Latitude, in northern Europe, and 40° N. L. in the South. The composition of the Middle Jurassic plankton included six species attributed to the genera *Conoglobigerina* and *Globuligerina* (Fig. 1).

In the Late Jurassic the distribution of planctonic foraminifera expanded northwards to the Arctic Circle. The southern boundary of favusellids on the East coast of Canada reached 30° N. L. The most eastern occurence of planktonic foraminifera has been observed on the Gissar Ridge, from the Oxfordian deposits (Fig. 2). The tendency that the distribution area of this group shifts southwards is obvious from Early Cretaceous times. However, general orientation of the distribution area of planktonic foraminifera, having a sublatitudinal transatlantic location remains the same. The developmental area of the organisms under study expanded considerably to the west, covering California. Its eastern boundary in the Berriasian-Hauterivian was confined to the South-Eastern Caucasus. The southern boundary has reached the Northern Tro-



Fig. 1. Location of Favusellidae and their composition in the Middle Jurassic.

1. Crimea: *Conoglobigerina jurassica* ($bt\text{–}cl_1$).
2. North-East Caucasus (Dagestan): *Conoglobigerina avarica* (bt_1); *C. dagestanica* ($bj\text{–}bt_1$); *Globuligerina balakhmatovae* (bt_1).
3. South-East Caucasus (Azerbaijan): *Conoglobigerina gaurdakensis* (bj_2).
4. Turkmenia: Conoglobigerina gaurdakensis (bj_2); *Globuligerina balakhmatovae* (bt).
5. Poland: *Conoglobigerina bathoniana* (bt_{1-2}).
6. North Italy: *Globuligerina spuriensis* (bt);
7. Canada (shelf Nova Scotia): *Conoglobigerina bathoniana* (bt).
8. Canada (Grand Bank): *Globuligerina balakhmatovae* ($bj_2\text{–}bt$); *Conoglobigerina bathoniana* (bj–bt).



Fig. 2. Location of Favusellidae and their composition in the Upper Jurassic.

1. Crimea: *Globuligerina meganomica* (cl_{1-2}); *G. calloviensis* (cl_{1-2}); *Conoglobigerina jurassica* (bt–cl_1); *Globuligerina oxfordiana* (ox_1); *G. stellapolaris* (t_1); *G. terquemi* (t_1).
2. Gissar: *Globuligerina oxfordiana* (ox).
3. European part of the USSR (Moscow and Kostroma regions): *Globuligerina oxfordiana* (ox_1);
4. R. Pechora basin: *Globuligerina stellapolaris* (km_1).
5. Baltic region: *Globuligerina oxfordiana* (ox_1).
6. Bulgaria: *Globuligerina terquemi* (t); *Conoglobigerina conica* (t).
7. South of the FRG: *Globuligerina helvetojurassica* (ox_1).
8. Switzerland: *Globuligerina helvetojurassica* (ox).
9. France: *Globuligerina oxfordiana* (ox_1).
10. Sweden: *Globuligerina oxfordiana* (ox_1).
11. Canada (Grand Bank): *Globuligerina helvetojurassica* (ox_1); *G. oxfordiana* (ox_1); *G. meganomica* (cl).
12. Canada (shelf of Nova Scotia): *Globuligerina meganomica* (ce); *G. calloviensis* (ce).
13. DSDP Site 105: *Globuligerina helvetojurassica* (ox_{1-2}).



Fig. 3. Location of Favusellidae and their composition in the Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian).

1. Crimea: *Globuligerina gulekhensis* (v); *G. caucasica* (v).
2. South-East Caucasus (Azerbaijan): *Globuligerina gulekhensis* (bs_1); *G. caucasica* (bs_1).
3. North-West Caucasus: *Globuligerina hauterivica* (h).
4. Rumania: *Globuligerina hauterivica* (h).
5. France: *Globuligerina hauterivica* (h).
6. Tunisia: *Globuligerina hauterivica* (h).
7. Canada (shelf of Nova Scotia): *Globuligerina hauterivica* (h).
8. USA (California): *Globuligerina kugleri* (h).
9. Atlantic Ocean, DSDP Site 397: *G. kugleri; G. graysonensis* (h); Sites 370, 101, 105: *G.* (?) *graysonensis* (h).

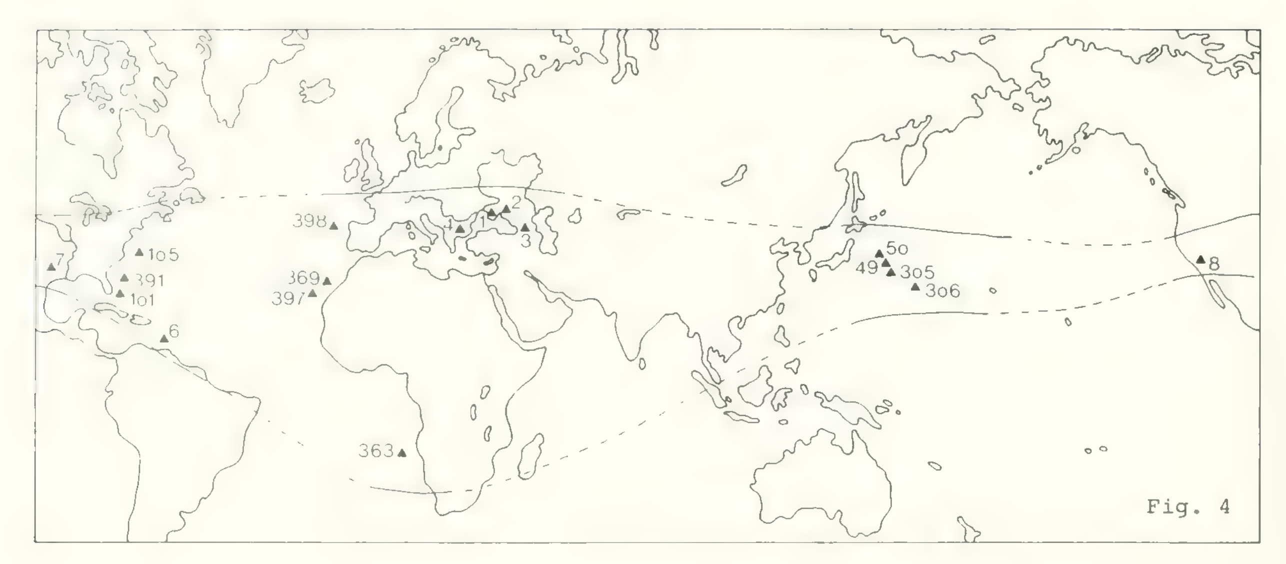


Fig. 4. Location of Favusellidae and their composition in the Early Cretaceous (Barremian, Aptian).

1. Crimea: *Globuligerina kugleri* (b).
2. North-West Caucasus: *G. quadricamerata* (ap); *G. tardita* (b–ap_1).
3. Georgia: *G. hauterivica* (b).
4. Bulgaria: *Favusella washitensis* (ap_3).
5. Canada (shelf of Nova Scotia): *Favusella* aff. *washitensis* (ap); *Globuligerina hauterivica* (b).
6. Trinidad, *Globuligerina kugleri* (b–ap); *G. graysonensis* (b_2).
7. USA (Texas): *Globuligerina graysonensis* (b).
8. USA (California): *Globuligerina kugleri* (b);

Atlantic Ocean, DSDP Site 398: *G. quadricamerata* (ap); *G.* (?) *graysonensis* (b); *G. tardita* (ap); S. 397: *G. tardita* (b); S. 369, 363: *G.* (?) *graysonensis* (ap); *G. kugleri; G. hauterivica* (b); S. 391: *G. kugleri* (b); S. 101, 105: *G. hauterivica* (b–ap ?).

Pacific Ocean, DSDP Sites 49, 50, 306: *G. graysonensis* (b_2); S. 305: (b–ap ?).

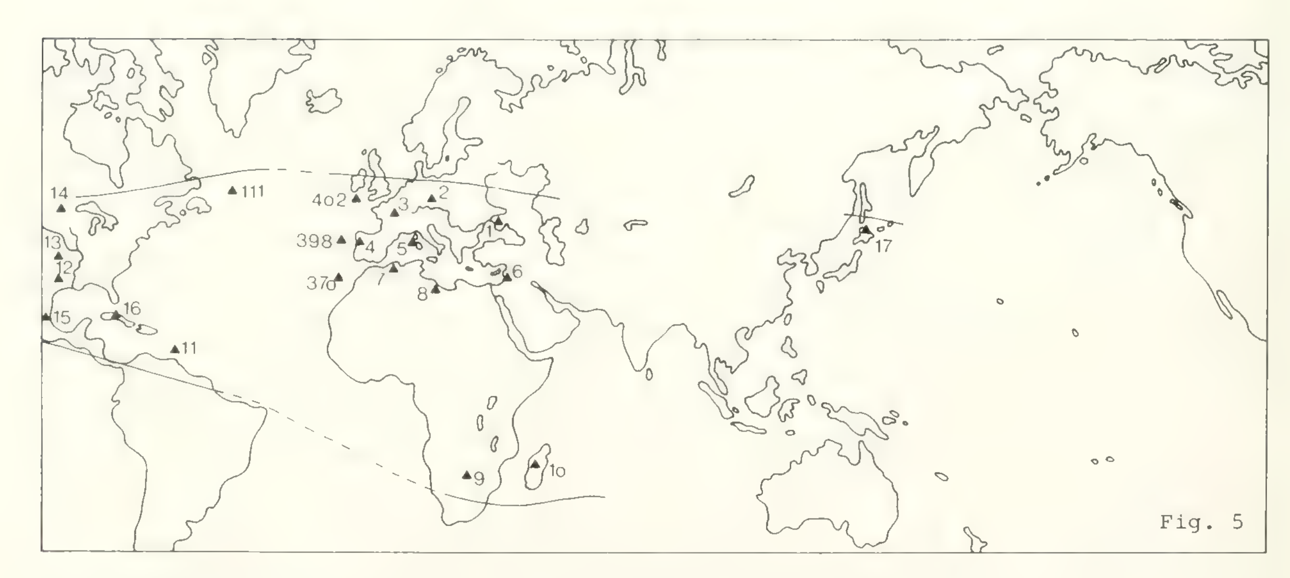


Fig. 5. Location of Favusellidae and their composition in the Early and Late Cretaceous (Albian, Cenomanian).

1. Crimea: *Favusella washitensis* (al_3–cm).
2. South of the FRG: *F. washitensis* (al_3).
3. France: *F. washitensis* (al_3).
4. Portugal: *F. washitensis* (al_3–cm).
5. Sardinia: *F. washitensis* (al_3).
6. Israel: *F. washitensis* (cm).
7. Algeria: *F. washitensis* (al_3).
8. Libia: *F. washitensis* (cm_1).
9. Zululand: *F. washitensis* (al_3).
10. Madagascar: *F. washitensis* (al_2).
11. Trinidad: *Globuligerina* (?) *graysonensis* (al_2–cm).
12. USA (Texas): *G. graysonensis* (al_2–cm_1); *F. washitensis* (al_3–cm); *F. nitida, F. scitula, F. quadrata, F. wenoensis, F. pessagnoi, F. orbiculata* (al_3); *F. hiltermanni* (al_{2-3}).
13. USA (Oklahoma): *G* (?) *graysonensis* (al_2–cm_1).
14. USA (Minnesota): *G.* (?) *graysonensis* (al_2–cm_1).
15. Mexico: *F. washitensis* (al_1–cm); *F. papagayonensis, F. voloshinae* (al_1); *F. nitida, F. scitula* (al); *F. confusa, F. hedbergellaeformis* (al–cm).
16. Cuba: *F. washitensis* (al_2–cm).
17. Hokkaido: *F. washitensis* (cm_{2-3}).

Atlantic Ocean, DSDP Sites 370, 398: *F. washitensis* (al); S. 402: *F. washitensis* (al_2); *F. washitensis* (al_1).

pics, whilst the northern one did not exceed 45° N. L. (Fig. 3).

The systematic composition of planktonic foraminifera at that time somewhat varies; the specific composition being completely renewed; four of the five known species belong to the genus *Globuligerina,* and one *(G.* [?] *graysonensis)* is attributed by various authors to different genera: *Globuligerina, Gubkinella, Globigerina.*

Subsequently, during the Barremian and Aptian favusellids spread in the latitidunal and meridional direction was observed. Their distribution was associated with a sublatitudinally oriented area, the transatlantic and transpacific. The global distributional area is only interrupted in Central Asia, represented by continental facies (Fig. 4). During the Barremian and almost the entire Aptian the favusellids were, as previously, represented by the genus *Globuligerina* (5 species); and only at the end of the Aptian did the first representatives of *Favusella* (2 species) appear.

In the Albian and Early Cenomanian the southern boundary reached, as before, the Southern Tropics of South Africa and Madagascar. The systematic composition increased noticeably, i. e. it included 13 species of favusellids attributed mostly to the genus *Favusella* (12 species) (Fig. 5).

CONCLUSIONS

So, following the history of development and distribution of planktonic foraminifera from the Middle Jurassic up till the beginning of the Late Creaceous, the following can be said:

In the Jurassic and specially in the late Jurassic the distribution areas of planktonic foraminifera have had a much more northern occurrence than in the Cretaceous. This, so we believe, is directly related to climatic conditions. At the end of the Jurassic the average yearly temperature of the water masses in the Boreal sea was very high, from 21° to 24° C (Saks & Nalnyaeva, 1966). This corresponds to the temperatures of the recent Sea of Japan and the Gulf of Mexico, i. e. subtropical basins.

A gradual cooling of the epicontinental basins of the Boreal belt led to a subsequent migration of planktonic foraminifera towards the South in the area of the Tethys and Paratethys, where the water temperatures remained high (Fig. 6).

The analysis of the distribution areas and their successive changes, including transformations in the systematic composition of favusellids show that their earliest representatives have been found in the Crimean-Caucasian province of the Mediterranean area. The same were inhabited by almost all known Early Cretaceous favusellids up till the Albian time. Therefore, the Mediterranean area appears possibly to be the centre of the formation and distribution of the early plankton.

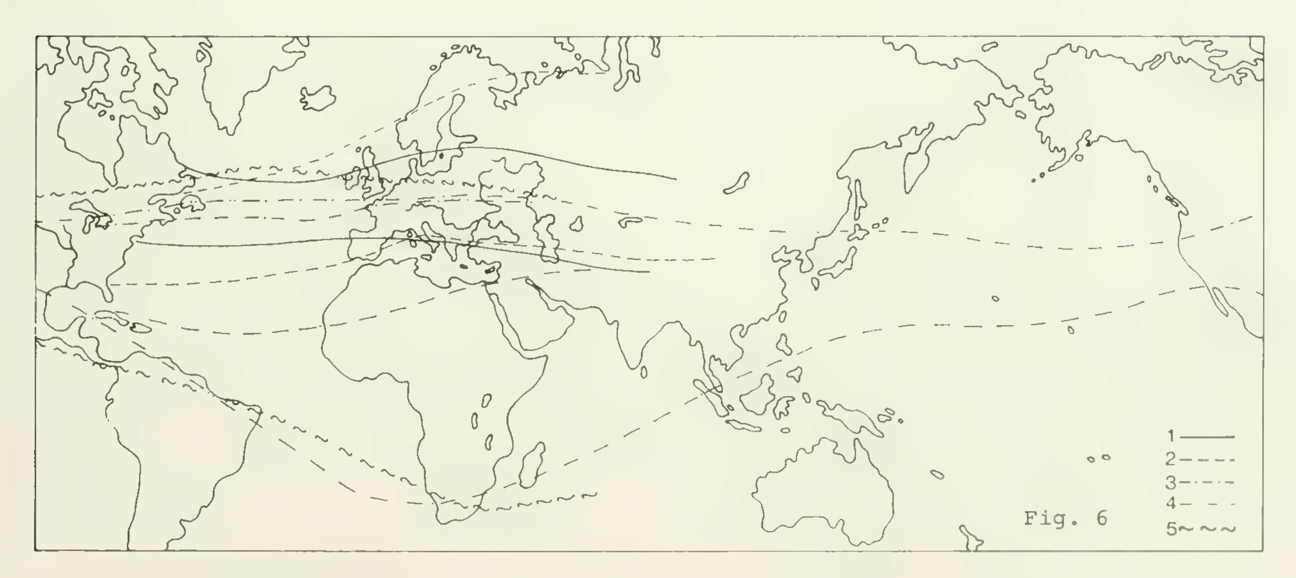


Fig. 6. Areals of spreading of the Jurassic and Early Cretaceous Favusellidae. 1 = Middle Jurassic; 2 = Late Jurassic; 3 = Berriasian, Valanginian, Hauterivian; 4 = Barremian-Aptian; 5 = Albian-Early Cenomanian.

BIBLIOGRAPHY

ALEKSEEVA, L. V. & GORBACHIK, T. N. (1981): The use of electronomicroscopic analysis in studying the morphology and systematics of foraminifers. – Voprosy micropaleontologii, **24**, 88–94, (in Russian).

ANTONOVA, Z. A., SHMYGINA, T. A., GNEDINA, A. G. & KALUGINA, O. M., (1964): Neocomian and Aptian of the Pshekha-Ubin interfluve (North-Western Caucasus). – Trans. Krasnodarsk filial Vsesouznogo neftegas. n. isl. inst., **12**, "Nedra", M., 3–72, (in Russian).

BARS, H. & OHM, U., (1968): Der Dogger des Profils Rocchetta, Prov. Trient, Italien, Globigerina spurensis n. sp. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., (10), 577–640.

BOLLI, H. M. (1959): Planktonic foraminifera from the Cretaceous of Trinidad. – Bull. Amer. Paleontol., **20**, 257–277.

DILLEY, F. C. (1971): Cretaceous foraminiferal biogeography. In: "Faunal Provinces in Space and Time". – Geol. Journ. Spec. Issue, **4**, 169–190, (Seel House Press) Liverpool.

GORBACHIK, T. N. & ANTONOVA, Z. A. (1981): Revision of some species of Early Cretaceous planktonic foraminifers relative to their study under an electron microscope. – Voprosy mikropaleontol., **24**, 82–87, (in Russian).

— — & GRIGELIS, A. A. (1982): The role of planktonic foraminifers in subdivision of Jurassic and Lower Cretaceous deposits. – Izdat. "Mintis", Vilnius (in Russian).

— — & PORISHINA, L. A. (1979): New planktonic foraminifers from Berriasian deposits of Aserbajan. – Paleontol. Journ., **3**, 22–27 (in Russian).

GORDON, W. A. (1970): Biogeography of Jurassic Foraminifera. – Geol. Soc. America, Bull., **81**, 1689–1704.

GRADSTEIN, F. M. (1977): Biostratigraphy and biogeography of Jurassic Grand Banks Foraminifera. – Ist. Int. Symp. on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B. Paleontology and Biostratigraphy, Maritime Sediments, Spec. Publ. **1**, 557–583.

— — & WILLIAMS, G. L., JENKINS, W. A., ASCOLI, O. (1975): Mezozoic and Cenozoic stratigraphy of the Atlantic continental Margin, Eastern Canada. – Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir., **4**, 103–131.

GRIGELIS, A. A. (1958): Globigerina oxfordiana sp. nov. – finding of Globigerina and Upper Jurassic deposits of Lithuania. – Nauchn. Dokl. Vyssh. shkoly, ser. geol.-geograph. nauk, **3**, 109–111, (in Russian).

— — & GORBACHIK, T. N. (1980): On systematics of Jurassic and Early Cretaceous Globigerinacea. – Paleontol. Journ., **1**, 20–30.

— — & MESEZHNIKOV, M. S., YAKOVLEVA, S. P. & KOZLOVA, G. E. (1977): The first finds of planktonic foraminifers in the Upper Jurassic of the Pechora river basin. – Dokl. Akad. Nauk SSSR, **233**, (5), 926–927, (in Russian).

HAEUSLER, R. (1881): Note sur zone à Globigerines dans le terrain jurassique de la Suisse. – Ann. Soc. roy. malacol. Belgique, **(3)**, 1, Bruxelles.

HOFFMAN, E. A. (1958): New finds of Jurassic Globigerina. – Nauchn. dokl. vysh. shkoly ser. geol.-geogr. nauk, **2**, 125–126, (in Russian).

IOVCHEVA, P. & TRIFONOVA, E. (1961): Globigerina of the Tithonian in the N-W of Bulgaria. – Tr. verkhu geologiyata na Bulgaria, ser. paleon., **III**, 343–347.

KUZNETSOVA, K. I. & USPENSKAIA, E. A. (1980): New finds of planktonic foraminifers in Upper Jurassic deposits of the Crimea. – Dokl. Akad. Nauk SSSR, **254**, (3), 748–751, (in Russian).

LOEBLICH, A. & TAPPAN, H. (1964): Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt. C. Protista 2, Sarcodina, chiefly "Thecamoebinas" and Foraminifera. – Geol. Soc. Amer., 900 p., New York.

LONGORIA, J. F. (1974): Stratigraphic morphologic and taxonomic studies of Aptian planktonic foraminifera. – Rev. Esp. Micropaleontol. Num. extraord., 107 p.

— — & GAMPER, M. A. (1977): Albian planktonic foraminifera from the Sabinas Basin of northern Mexico. – Journ. Foram. Res., **7**, (3), 196–215.

MICHAEL, F. Y. (1972): Planktonic foraminifera from the Camonchean series (Cretaceous) of Texas. – Journ. Foram. Res., **2**, (4), 200–220.

MOROZOVA, V. G. & MOSKALENKO, T. A. (1961): Planktonic foraminifers of boundary deposits of the Bajocian and Bathian stage of Central Daghestan (North-Eastern Caucasus). – Voprosy mikropaleontol., **5**, 3–30, (in Russian).

SAKS, V. N. & NALNYAEVA, T. I. (1966): Upper Jurassic and Lower Cretaceous belemnites of the USSR North. – 1966, L.: "Nauka" 259 p., (in Russian).

SUBBOTINA, N. N. (1953): Globogerinids, hantkeninids and globorotaliids. – Trudy Vsesouzn. neft. geol. rzv. inst. nov. ser. vyp. **76**, 296 p., (in Russian).

SULEYMANOV, I. S. (1955): The new genus Gubkinella and two new species of the Heterolicidas family from the Upper Senonian of the south-western Kyzyl-Kum.-Doklady Akad. Nauk SSSR, **102**, (3), 623–624, (in Russian).

TAPPAN, H. (1940): Foraminifera from the Grayson Formation of Northern Texas. – Journ. Paleontol., **14**, (2), 93–126.

Zitteliana	10	467-483	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 - 9627

To the „Neocomian" biostratigraphy in the Krížna-Nappe of the Strážovské Vrchy Mountains (Northwestern Central Carpathians)

By

ZDENĚK VAŠÍČEK, JOZEF MICHALÍK & KAROL BORZA*)

With 8 text figures, 1 table and 2 plates

ABSTRACT

The paper deals with the newest results of detailed stratigraphical research in nine Lower Cretaceous sequences in Western Carpathians. The correlation of several parabiostratigraphical schemes based on several groups of organisms, allowed to elaborate a local biostratigraphy, applicable in the whole area, and relatively reliable date most of the lithological horizons. Moreover, the detailed lithostratigraphical correlation enables us to reconstruct sedimentary and paleotectonical development of the Krížna (= Fatric) basin.

KURZFASSUNG

In dieser Arbeit werden die Ergebnisse der biostratigraphischen Untersuchungen in den Ablagerungen des höchsten Jura und der unteren Kreide im Gebiet des Strážov-Berglandes (Krížna-Decke = Fatrikum) vorgestellt. Sie stützen sich auf neun Profile, die lithofaziell und auf ihren Mikroplankton- und Cephalopoden-Inhalt hin untersucht wurden.

Die bisher gewonnenen Ergebnisse zeigen, daß die Entwicklung des Fatrikums komplizierter ist, als bisher angenommen wurde. Die ältesten Ablagerungen der „Neokom"-Schichtenfolge gehen aus silifizierten Tiefwasserkarbonaten hervor. Tithon, Berrias und Untervalangin sind vor allem mikrofaunistisch belegt, die Makrofauna ist gewöhnlich nur durch Aptychen dokumentiert. Obervalangin bis unterstes Apt enthalten stellenweise ziemlich reiche Cephalopodenfaunen, besonders Ammoniten, die mediterranen Charakter besitzen. Höheres Apt und Unteralb läßt sich nur durch Mikroplankton und stellenweise durch orbitolinide Foraminiferen identifizieren.

ACKNOWLEDGMENTS

We acknowledge Dr. E. Köhler, CSc. for determination of orbitolinid foraminifers and for stimulating comments to the Aptian stratigraphy. We thank also Mrs. M. Ružová for the drawings, Mrs. M. Grmelová for the photos of the macrofossils, Mrs. H. Brodnianska made the photographs of the microfossils. We are indepted to Academician B. Cambel, Director of Geological Institute Slovak Acad. Sci. for the permission to publish the results of our research.

1. INTRODUCTION

Lower Cretaceous carbonate sequences form considerable part of the rock sequence in the Krížna nappe of central Western Carpathians (Czechoslovakia). During the last years we happened to enrich our recent knowledge (MICHALÍK & VAŠÍČEK 1979, BORZA et al. 1980, MICHALÍK et al. 1980, VAŠÍČEK & MICHALÍK 1981, BORZA et al. 1982) by adding of further, more completely known new sequences. Our newest localities and the application of several modern literary data (among them BUSNARDO et al. 1979 predominantly) made the knowledge of Upper Valanginian – Upper Barremian interval biostratigraphy more refined.

*) Z. VAŠÍČEK, Dept. of Geology and Mineralogy, Mining University, 708 33 Ostrava-Poruba VI, CSSR; J. MICHALÍK, K. BORZA, Geological Institute Slovak. Acad. Sciences, 81473 Bratislava, CSSR.

Stratigraphical research in the West Carpathian Lower Cretaceous sequences is complicated by an intricated tectonical structure of the terraine, forming a part of the Centrocarpathian nappe front, by lack of completely incovered sections, as well as by its considerable facial variability. This is why our research cannot be considered as to be finished and some of our conclusions as to be definitive. As a result, we could not define ammonite zones, valid in the whole area.

Northwestern part of Strážovské vrchy Mts. forms southern rim of the Middle Váh-river basin (Fig. 1). Complicately deformed frontal part of the Krížna-nappe, extending over great part of this area, consists mostly of Lower- and Middle Cretaceous sediments. In spite of incomplete exposure, several outcrops in quarries, creeks and road's cuts offer possibility of detailed stratigraphical study. This paper is based on the study of nine detailed documented sections, evaluated from both the macro- and micro-lithofacial point of view, according to the content of microplankton and cephalopod macrofauna, as well as nannofloral remains, studied in several places.

2. PALAEOGEOGRAPHICAL SETTING

Mediterranean segment of the Mesozoic Tethys has reached the maximum of its diversification during Late Jurassic and Early Cretaceous. Although the recent knowledge of paleogeographical relations between individual elements of the European Alpides does not allow unambiguous conclusions (cf. MICHALÍK & KOVÁČ 1982), West Carpathian area may be roughly characterized as an extensive, paleogeographically and paleotectonically very diversified area, extending on the west from the mouth of Danish-Polish trough, thus in close neighbourrough of the East European platform (Fig. 2).

The northernmost zone (nowadays Outer Carpathians and Klippen Belt) belonged to the margin of North-European shelf, influenced by Kimmerian tectonic movements. The central West Carpathians, on the other hand, were part of intraoceanic (Kreios) shelf fragment, deformed during Austrian orogenic phase. Both the regions were mutually separated by the Jurassic-Cretaceous Penninic oceanic zone. West Carpathian paleogeographical and paleotectonical development has been strongly influenced by these pecularities.

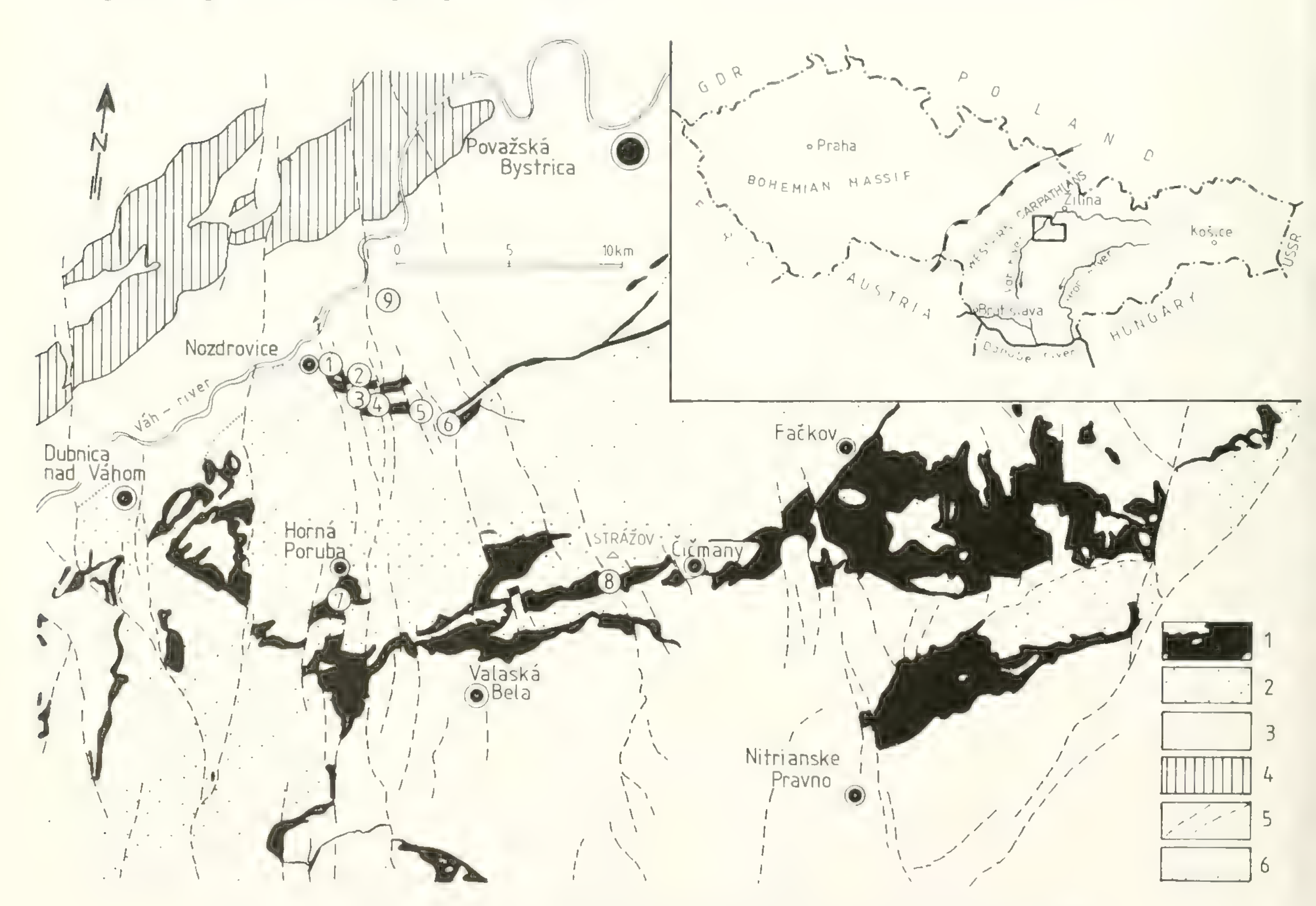


Fig. 1. Geographical localization of studied sections. Legend: 1: Lower Cretaceous deposits of the Krížna-nappe, 2: the same deposits covered by younger sediments or by higher tectonic units, 3: Klippen Belt, 4: faults, 5: limits of distribution of Krížna Lower Cretaceous. Numbers in circles: 1: Nozdrovice section, 2–6: Mráznické lúky sections (2: Kamenná, 3: Pod Stráne, 4: Pod Stupíkmi, 5: Pod Svinorným, 6: Pod Mráznicou, cf. Fig. 6), 7: Horná Poruba section, 8: Strážovce section, 9: Butkov quarry.

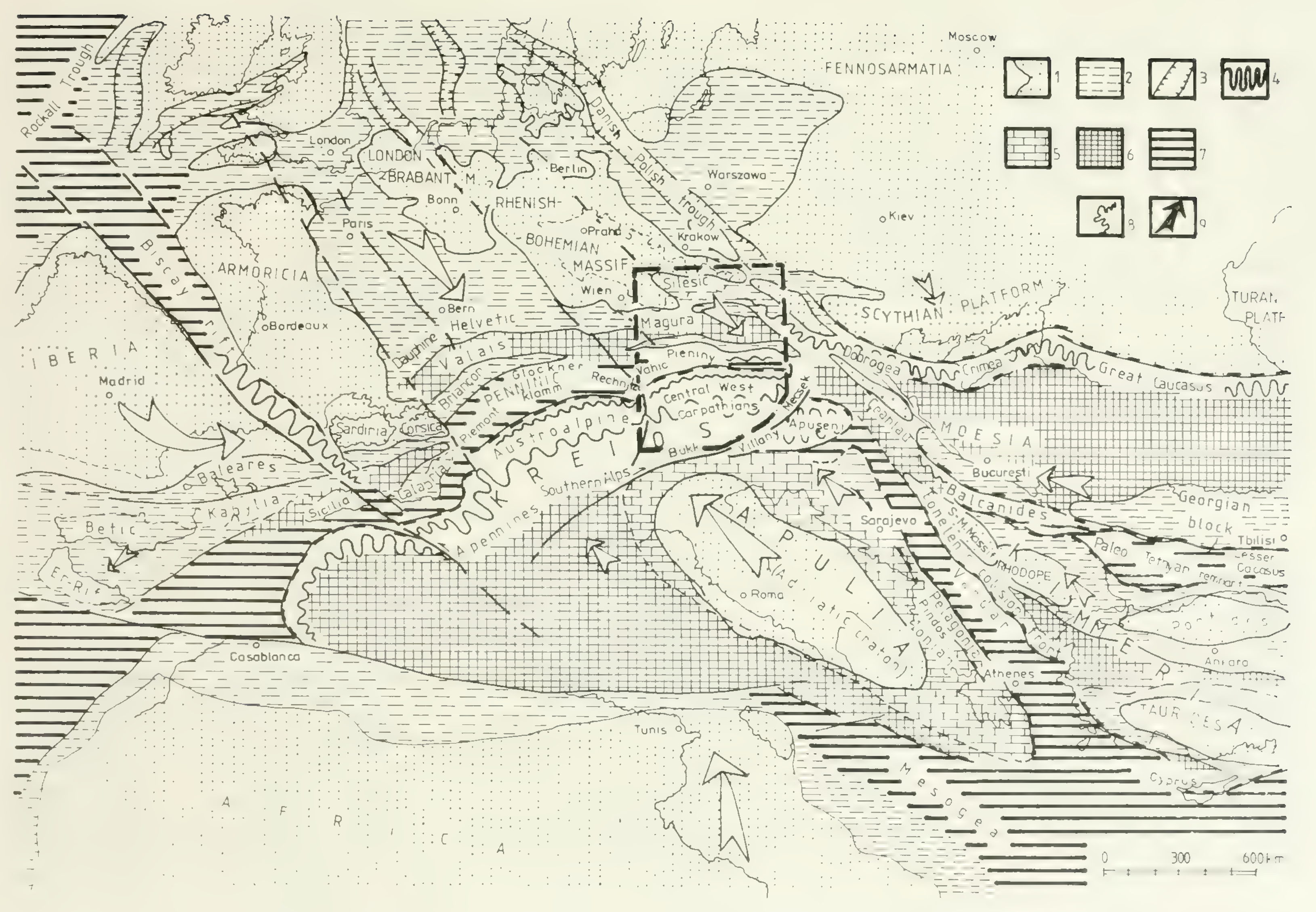


Fig. 2. Albian paleogeographical situation of the Mediterranean Tethys (Michalík & Kováč 1982). West Carpathian area denoted by quadrangle. 1: continental, 2: epicontinental and shelf seas, 3: troughs and rifts, 4: deformed zones, 5: carbonate platforms with adjacent basins, 6: deep-sea basins, 7: oceanic bottom, 8: recent coast-line of Europe and North Africa (for correlation), 9: plate motion vergence.

Sedimentary area of the Centrocarpathian Krížna-nappe (= Fatric according to ANDRUSOV; FUSÁN & BYSTRICKÝ 1973) formed part of Jurassic-Lower Cretaceous (?back-arc) basinal system, separated from the southern border of Pennic ocean by the Tatric zone (MAHEĽ 1979). The subsidence of this basin, isolated from terrigenous support, considerable accelerated during Callovian and Oxfordian, when thick red and green radiolarite sequence has sedimented here. This sequence indicates "CCD-crisis" or the "Jurassic collapse" of Tethys. Its end is dated by finding of *Colomisphaera fibrata* (NAGY) in the uppermost radiolarite layers and in above-lying nodular limestones (Upper Oxfordian). Pelagic carbonate sedimentation gradually stabilized in this basin and the calcitic shell remains became more and more frequently preserved in its sequences.

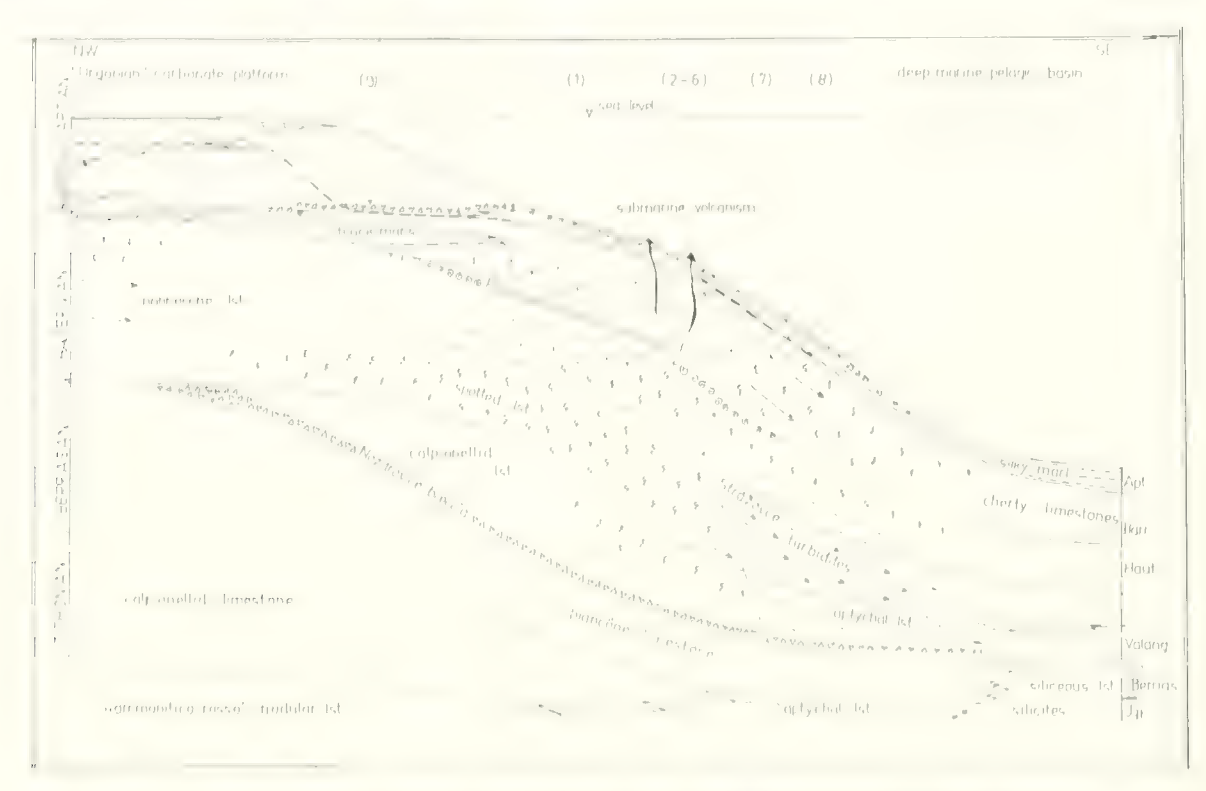


Fig. 3. Aptian bathymetric scheme of the studied area, along with lithostratigraphy of Lower Cretaceous deposits.

3. STRATIGRAPHY

3.1 UPPER JURASSIC

Sediments of the Jurassic/Cretaceous boundary are very poor in macrofaunal remnants in our sections. Studying this sequence, we must use a parastratigraphical scheme, elaborated on the base of tintinnid and problematic microorganism distribution, as the cephalopod remains (aptychi, ammonites and belemnites) become reliable biostratigraphical tool since Upper Valanginian.

Upper Jurassic sediments were documented in the Strážovce section (loc. 8 on the Fig. 1.; Fig. 4). Red and gray marly limestones of the *malmica*-Zone contain frequent aptychi *Lamellaptychus beyrichi beyrichi* (OPPEL) and *Punctaptychus punctatus punctatus* (VOLTZ), microcrinoids (*Saccocoma* sp.), other microplankton as *Parastomiosphaera malmica* (BORZA), *Colomisphaera minutissima* (COLOM), *C. pulla* (BORZA), *C. carpathica* (BORZA), etc., cf. BORZA et al. 1982. The higher part of marly limestone complex contains Middle Tithonian species *Chitinoidella boneti* DOBEN. The appearing of *Praetintinnopsella* sp. characterizes the basal Upper Tithonian green-gray marly limestones, while the higher association, containing *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA), *C. brevis* REMANE, *Calpionella alpina* LORENZ, *Colomisphaera minutissima* (COLOM), etc. (cf. Fig. 4), indicates the Upper Tithonian.

3.2 BERRIASIAN

Both the uppermost part of the gray marly limestone complex and above-lying thick layered gray "biancône-type" limestones belong to the Upper Tithonian/Berriasian according to the microfossil content *Crassicollaria parvula* REMANE, *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU), *T. longa* (COLOM), *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Colomisphaera minutissima* (COLOM) and *Nannoconus* aff. *steinmanni* KAMPTNER). Neither microfaunal, nor the macrofaunal content, similarly poor as in the Upper Jurassic deposits, allowed exact delimitation of the Tithonian/Berriasian boundary in the stu-

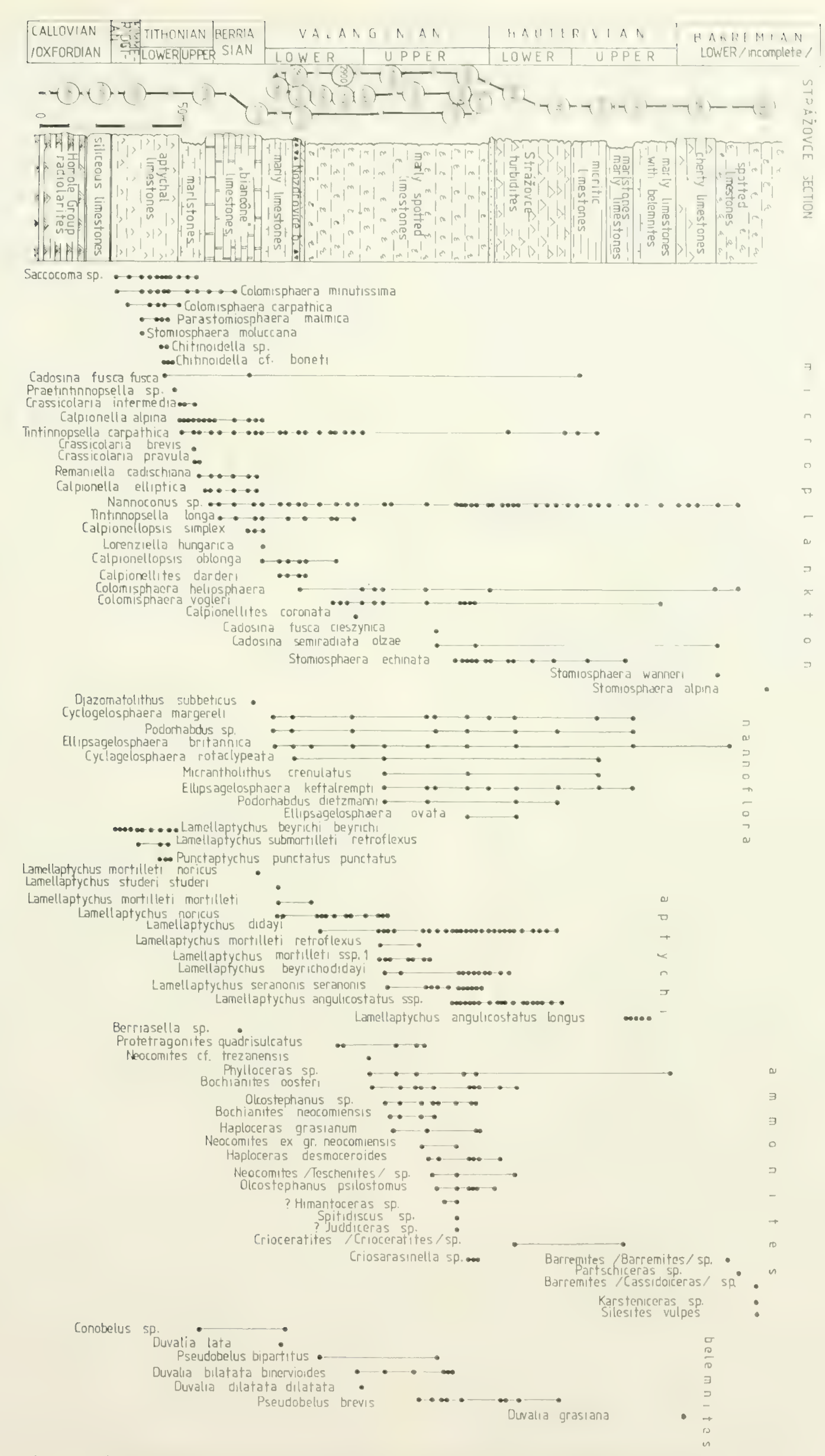


Fig. 4. Lithostratigraphic correlation and distribution of organic remains in the Strážovce-section (cf. loc. 8, Fig. 1).

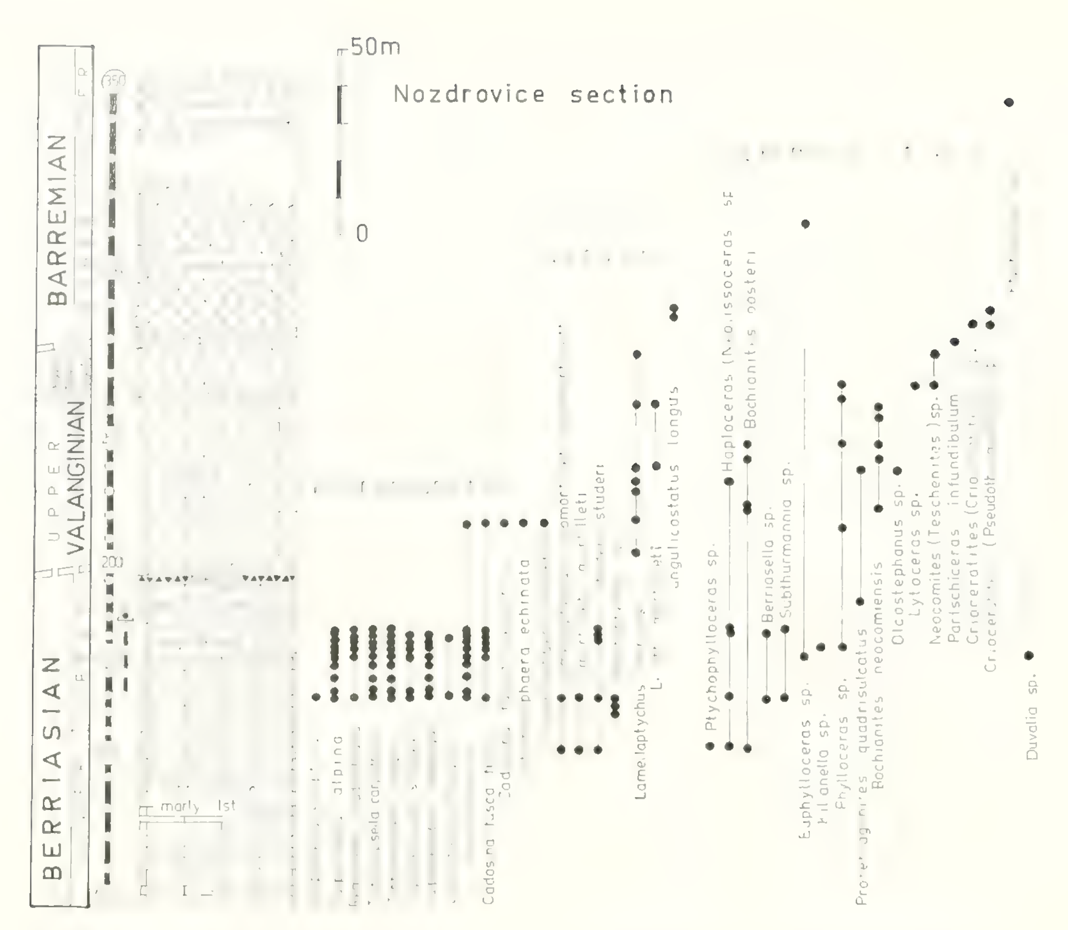


Fig. 5. Lithostratigraphical correlation and distribution of the main fossils in the Nozdrovice-section (loc. 1, Fig. 1).

died sections. The ammonites occur sporadically, being represented by mostly indeterminable fragments in Strážovce and Nordrovice section (loci 1 and 8 in Fig. 1; Figs. 4 and 5). Infrequent aptychi are usually small [*Lamellaptychus studeri studeri* (Ooster), *L. mortilleti mortilleti* (Pictet & Loriol), *L. mortilleti noricus* Trauth etc.].

The "biancône limestones" are characteristic lithostratigraphical unit, Upper Tithonian to Upper Berriasian in age. They represent a typical product of the pelagic bathyal environment, being characterized by facial uniformity, abundance of nanno- and microplanktic remains, but by scarcity of the macrofossils (among them dispersed aptychi dominate).

The Upper Berriasian *Calpionellopsis* Zone could be proved in several sections, being represented by the upper "Biancône" (loc. 8), by yellowish light-gray (marly) limestones (loc. 1), or by light-gray spotted limestones (loc. 3). The microfossil association in all the sections is nearly identical, but quantitative representation of individual taxa moderately changes (cf. Figs. 4, 5, 6).

3.3 VALANGINIAN

The lower part of the above-lying marly spotted limestone complex in several sections (loci 1, 8, 9) contains "Nozdrovice Breccia Horizon", consisting of irregular angular limestone clasts, mostly Upper Tithonian/Berriasian *(Calpionella* zone), but also older *(Crassicollaria* Z.) and younger *(Calpionellites* Z.) in age. The origin of the Nozdrovice Breccia could has been connected with probable Valanginian sedimentary gap in the northernmore Manín unit (influence of the Late Kimmerian tectonic deformations).

The Valanginian sediments contain a rich spectrum of microplanktic remains *(Calpionellites darderi* [Colom], *C. coronata* Trejo, *C. caravacaensis* Allemann, *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionellopsis oblonga* [Cadisch], *Tintinnopsella carpathica* [Murgeanu & Filipescu], *T. longa* [Colom], *Lorenziella hungarica* Knauer & Nagy, *L.* cf. *plicata* Remane, *Colomisphaera heliosphaera* [Vogler], *C. vogleri* [Borza], *Stomiosphaera echinata* Nowak, *Cadosina fusca cieszynica* Nowak etc.). However, the recent microbiostratigraphical knowledge do not allow to divide the Valanginian sequence more in detail.

Our macrofaunal findings enabled us to recognize the uppermost Lower Valanginian in the Butkov section (Fig. 7, probable equivalent with upper part of the French *Busnardoites campylotoxus* Zone), containing ammonite fragments, resembling *Kilianella pexiptycha* (Uhlig) and *Busnardoites* Nikolov, aptychi *Lamellaptychus aplanatus aplanatus* (Gillieron), *L. aplanatus retroflexus* Trauth, *L. mortilleti mortilleti* (Pictet & Loriol).

Zonal ammonites lack also in the Lower Upper Valanginian *Saynoceras verrucosum* Zone). However, several localities yielded ammonite remains, similar to *Neocomites neocomiensis* (d'Orbigny), *N. teschenensis* (Uhlig) and *Bochianites*

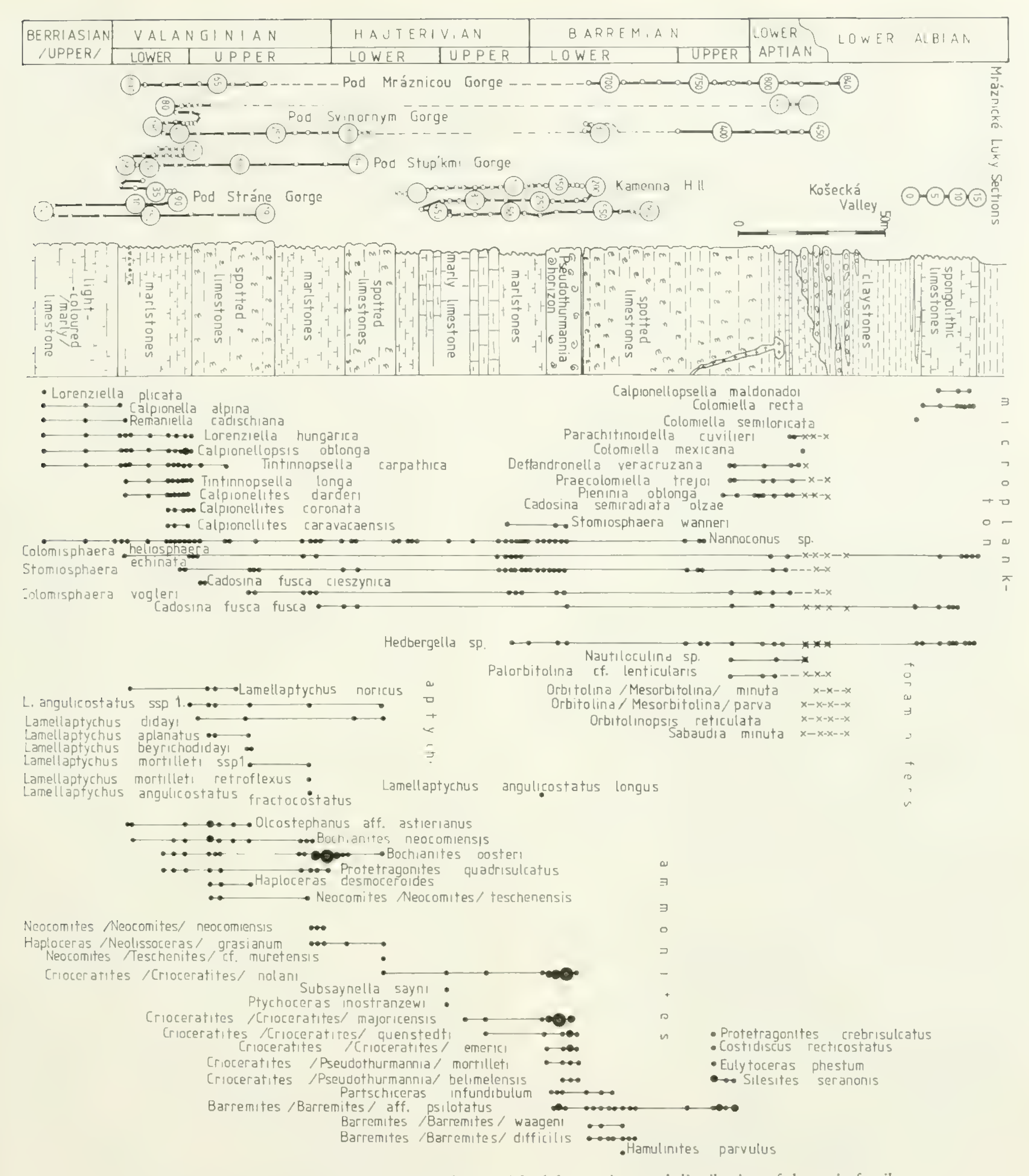


Fig. 6. Lithostratigraphical correlation of Mráznické lúky-sections and distribution of the main fossils (loci 2–6, Fig. 1).

oosteri Sarasin & Schöndelmayer, *B. neocomiensis* d'Orbigny, co-occuring with primitive aptychi *L. noricus* (Winkler), *L. aplanatus* (Gillieron), *L.* ex gr. *mortilleti.* The latter forms differ from the typical subspecies *L. m. mortilleti* (Pictet & Loriol) by more complicated course of ribs and we ascribe them to *L. mortilleti retroflexus* Trauth and to *L. mortilleti* ssp. (Fig. 6).

Spotted limestone complex of the Strážovce section (8), we earlier considered to be Lower Hauterivian in age, relying on findings of the first crioceratiform ammonites in its close overlie (Michalík & Vašíček 1979, Borza et al. 1980), belongs evidently also to the lower Upper Valanginian.

The horizon with the last primitive aptychi, is covered by layers probably equivalent to the *Himantoceras trinodosum* Zone with arcuate bended fragments *?Himantoceras* Thieuloy and with incomplete free-coiled shells, ribbed similarly to the Upper Hauterivian *Aegocrioceras* Spath, or to Upper Valanginian *Juddiceras* Spath (however, both the genuses were described from the Boreal realm until only). The sole well determinable specimen of *Himantoceras acuticostatum* Thieu-

LOY comes from a little outcrop near Zemianska Závada (SSE from Považská Bystrica, cf. Fig. 1).

The aptychi, found in this level, are represented exclusively by forms with backward to the umbo bounded ribs. Further free-coiled ammonite types with ribs bifurcated on the circle of ephebic coils appear in overlying horizons (Strážovce section, loc. 8, Fig. 1; Fig. 4). According to the Butkov-material (loc. 9, Fig. 1; Fig. 7) they are identical with *Criosarasinella heterocostata* (MANDOV) (sensu J.-P. THIEULOY 1977). This species occurs in the *Teschenites callidiscus* Zone of lower Uppermost Valanginian. Interestingly, neither this zonal species known from the Silesic unit of Outer West Carpathians, nor other *Teschenites* have been found in this horizon in the Strážovské vrchy Mts. Scarce belemnites *Pseudobelus brevis* PAQUIER, *Duvalia dilatata* (BLAINVILLE), *D. binervia* (RASPAIL) and *Hibolites cigaretus* STOYANOVA-VERGILOVA accompany this fauna.

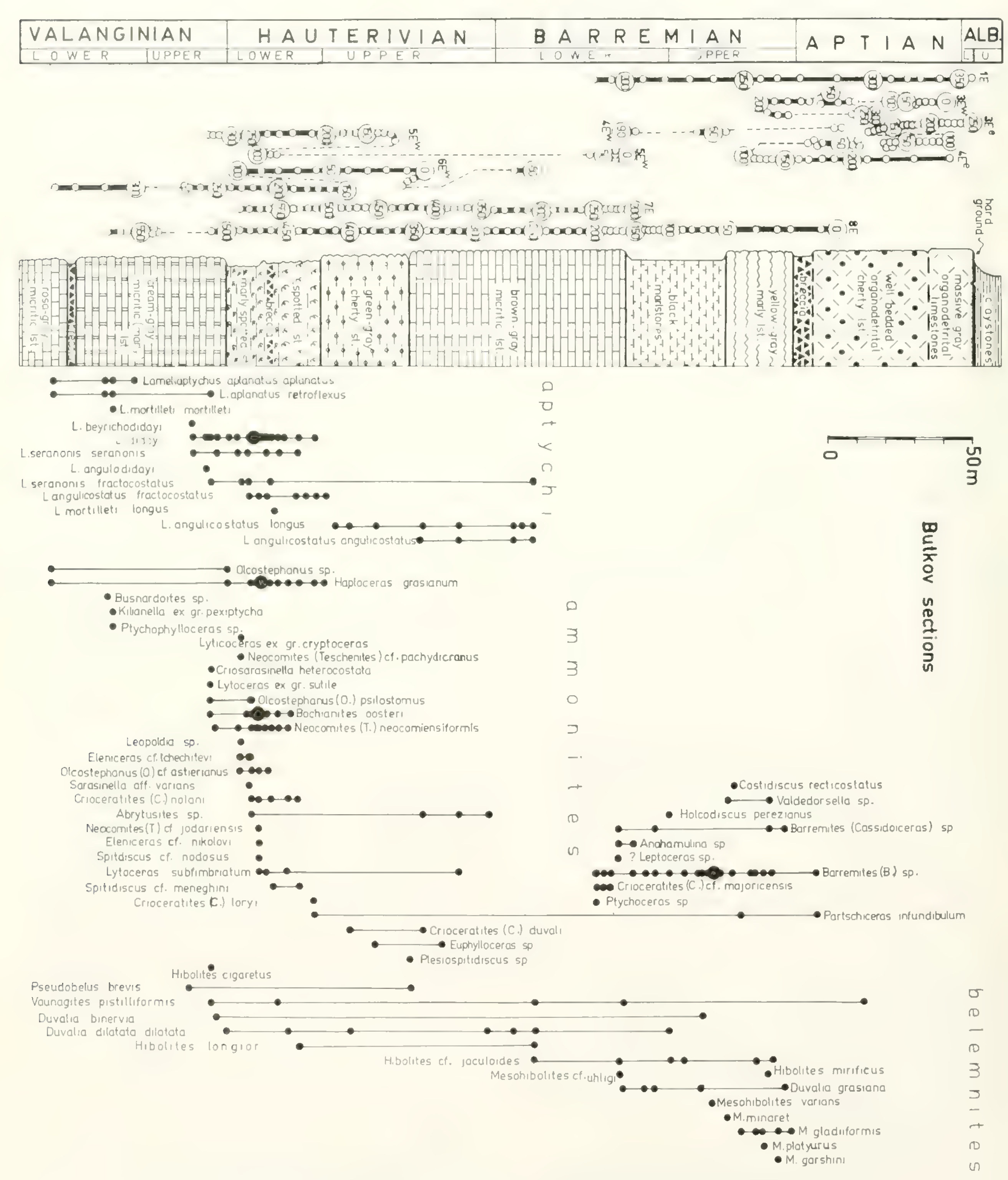


Fig. 7. Lithostratigraphical correlation of the section, incovered in the individual Butkov quarry-floors and fossil distribution in the incovered sequence (loc. 9, Fig. 1).

3.4 HAUTERIVIAN

The Valanginian/Hauterivian boundary cannot be exactly delimited neither on the base of microfossils, nor by macrofauna. We consider the micritic nannocone limestones with abundant *Teschenites neocomiensiformis* (Uhlig), *T.* cf. *jodariensis* (Douvillé), *T.* cf. *pachydicranus* Thieuloy, *Spitidiscus meneghinii* (Zigno), *Eleniceras* cf. *tchechitevi* Breskovski etc., with microplankton like *Nannoconus steinmanni* Kamptner, *N. colomi* (de Lapparent), *N. globulus* Brönimann, *N. kamptneri* Brönimann, less frequently with *Globochaete alpina* Lombard, *Cadosina fusca fusca* Wanner, *C.* cf. *cieszynica* Nowak, *C. semiradiata olzae* Nowak, *Colomisphaera heliosphaera* (Vogler), *C. vogleri* (), *Stomiosphaera echinata* Nowak, *S. wanneri* , *Gemeridella minuta* & Mišík, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), *Didemnum carpaticum* Mišík & , rarely with *Tininnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu) and with the foraminifers *(Spirillina* sp., *Patellina* sp., *Lenticulina* sp., *Heterohelix* sp.) belonging to the Lower Hauterivian.

An expressive complex of rhythmically bedded organodetrital, cherty and marly limestones with marly intercalations (Strážovce Formation) characterizes the deeper basinal slope (Strážovce section, loc. 8 in the Fig. 1, or Fig. 4). The base of each rhythm consists of detritic, gradationally bedded horizons with frequent clasts. Organic remains are fragmentary, often reworked. They frequently belong to shallow-marine organisms (gastropods, solenoporid algae, bryozoans etc.). The formation originated in turbiditic sedimentary regime.

Thin turbidites have been found in Butkov Lower Hauterivian sequence. However, a horizon of carbonate breccia, analogical to the Valanginian Nozdrovice Breccia occurs here, too. The first representatives of *Crioceratites (C. nolani* Kilian, somewhat higher *C. loryi* Sarkar) and *Abrytusites* sp. appear above the horizon with the last *Teschenites (Fig. 7).*

The uppermost Lower Hauterivian (both the French *Olcostephanus jeannoti* and *Lyticoceras nodosoplicatus* Zones) is not faunistically proved by us. However, according to several authors (Trauth 1938, Stefanov 1961, Gąsiorowski 1962) the occurrences of frequent aptychus *L. didayi (*Coquand) terminates just at the end of the Lower Hauterivian. Therefore, we used this criterium by delimitation of the Lower/Upper Hauterivian boundary in both the Strážovce- and Butkov sections.

The overlying deposits of such delimited Lower Hauterivian contain aptychi with angularly broken ribs like *L. angulicostatus* (Pictet & Loriol), similar to the typical subspecies, or to *L. angulicostatus longus* Trauth. Moreover, *Crioceratites duvali* Léveille and *Euptychoceras* sp. co-occur with this aptychi in the Butkov section, and sole specimen of *Subsaynella sayni* (Paquier) – the index ammonite of the French basal Upper Hauterivian according to Thieuloy (1973) have been found in an equivalent level of the Kamenná section (loc. 2, Fig. 1).

The uppermost Hauterivian *Plesiospitidiscus ligatus* Zone has not been safely macrofaunistically documented.

3.5 BARREMIAN

The macrofaunistically richest complex of the Carpathian Lower Cretaceous, the *Pseudothurmannia* Horizon appears in several sections (loci 1, 2, etc., cf. Adamíková et al., in press), above the deposits of Hauterivian s. str. It consists of 6–10 m thick complex of brown-gray micritic limestones with rich cephalopod fauna. The main part of microfossils belongs to nannocones, along with them more sporadically occur *Stomiosphaera alpina* Leischner, *Cadosina semiradiata olzae* Nowak, *Colomisphaera vogleri* (Borza), *Globochaete alpina* Lombard, calcified radiolarians, ostracods and foraminifers *("Hedbergella"* sp., *Spirillina* sp., *Patellina* sp., *Lenticulina* sp., *Frondicularia* sp., *Heterohelix* sp.) and many others. *Crioceratites* s. str. prevail over infrequent *Pseudothurmannia* in the ammonite fauna. Last lamellaptychi with angularly broken ribs co-occur with these ammonites. In agreement with Lapeyre & Thomel (1974) and Adamíková et al. (in press) we consider this association to be Lower Barremian in age. However, the last occurrence of aptychi, closely connected with the underlying Hauterivian associations and the sudden disappearing of all the crioceratids above the *Pseudothurmannia* Horizon indicate a close connection of this horrizon with the Upper Hauterivian sequence.

The equivalent of the *Pseudothurmannia* Horizon behind the limits of its typical development can be recognized by monotonnous aptychi with angular ribs association and, probably also by appearing of *Hibolites jaculoides* Swinnerton-like belemnites.

The higher Lower Barremian horizons are in all the studied sections indicated by expressive deepening of the basin. The crioceratid fauna, inhabitor of relatively shallow bottom has been in short time span completely substitued by monotonnous barremitid ammonites – good swimmers, able to live in a free pelagic environment. The latter fauna occurs in black marlstones, micritic and spotted limestones with distal turbiditic structures. *Ellipsagelosphaera* dominates in the low-diversified nannoplankton associations, the microplankton consists of *Stomiosphaera wanneri* Borza, *S. alpina* Leischner, and of other forms (cf. Figs. 4, 5, 6), the foraminifers comprise frequent *Hedbergella* sp., *Spirillina* and *Lenticulina.* Lower part of the barremitid horizon yielded infrequent aberrant shells of *Hamulina lorioli* (Uhlig), *Hamulinites parvulus* (Uhlig), *Anahamulina* sp., *Karsteniceras* sp., more rarely spirally coiled *Pulchellia compressissima* (d'Orbigny), *Holcodiscus perezianus* (d'Orbigny), etc., solely also the belemnite *Mesohibolites* sp.

The zonal species *Silesites seranonis* (d'Orbigny) and *Costidiscus recticostatus* (d'Orbigny) occur in the Upper Barremian deposits, while *Mesohibolites (M. gladiiformis* Uhlig, *M. platyurus* Duval-Jouve, *M. minaret* Raspail and other) dominate in the belemnite fauna.

3.6 APTIAN

A complex of black-gray and gray detritic cherty limestones with characteristical breccia horizon on their base represents the products of Aptian sedimentation in the Butkov section (loc. 9 in the Fig. 1; Fig. 7). Gray silky marls with inter-

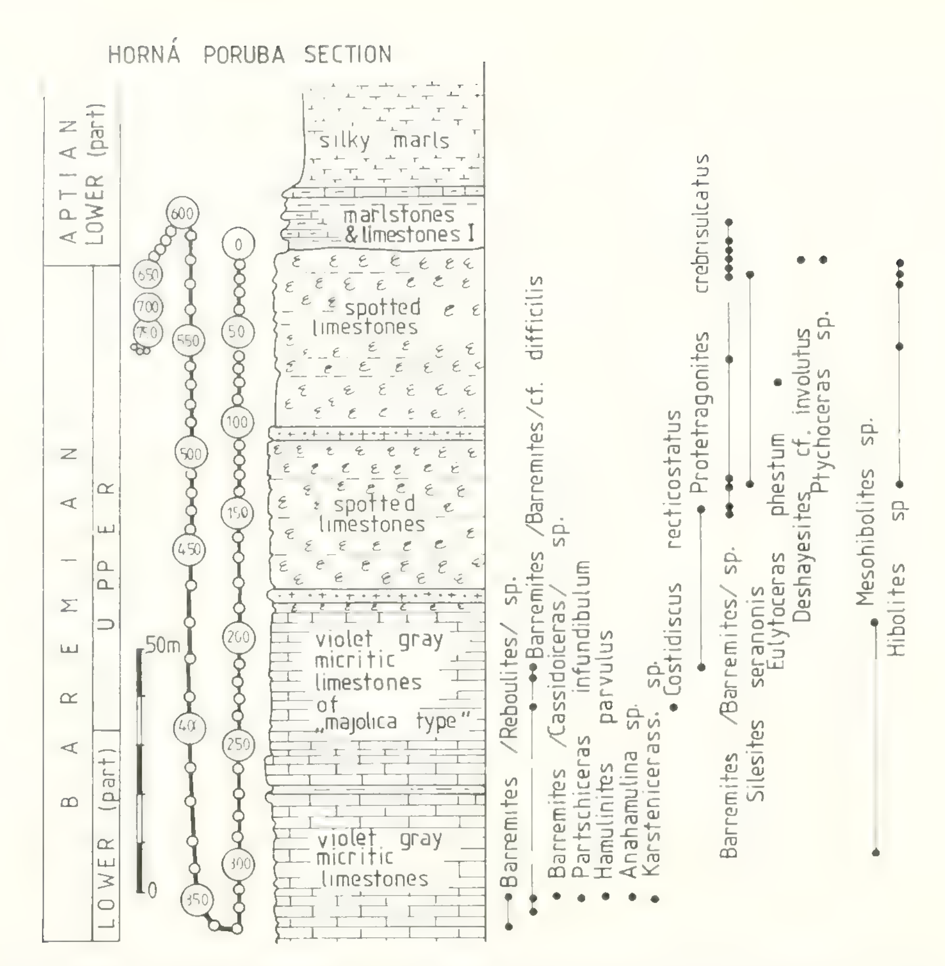


Fig. 8. Lithostratigraphic correlation and the distribution of main fossils in the Horná Poruba-section (loc. 7, Fig. 1).

calations of black-gray detritic limestone, lime breccias and paraconglomerates, tuffites and basic volcanics represent this level in other sections. They contain microfossils *Praecolomiella trejoi* Borza, *P. boneti* Borza, *Deflandronella veracruzana* (Trejo), *Parachitinoidella* cf. *cuvillieri* Trejo etc., foraminifers (*Hedbergella* sp., *Sabaudia minuta* [Hofker], *Nautiloculina* sp., *Palorbitolina* cf. *lenticularis* [Blumenbach], etc.). The Aptian macrofauna has been found in sole horizons of Horná Poruba section (Fig. 8), being represented by incomplete specimen, similar to *Deshayesites involutus* Spath.

Fragments of bivalve shells, crinoids, solenoporids, serpulids and orbitolinid foraminifers in the biopelsparitic and biointrasparitic limestones in higher part of the Butkov detritic complex (Fig. 7) and in the conglomerate horizons in other localities indicate Upper Aptian age (cf. Fig. 6).

3.7 LOWER ALBIAN

The uppermost horizon in the Butkov detrital complex consisting of light-gray micritic limestones contains a rich microfossil assemblage (*Colomiella recta* Bonet, *C. mexicana* Bonet, *Pieninia oblonga* Borza & Mišík etc.) and foraminifers *Sabaudia minuta* (Hofker), *Orbitolina texana* (Roemer) and others, indicating its Lower Albian age. Hard ground with borings of benthic organisms is developed on the surface of this horizon, covered by Upper Albian shally complex.

The complex of spongolithic micrital limestones near the base of Albian shales in Mráznické lúky region (loci 2–6) and Horná Poruba (loc. 7) with *Calpionellopsella maldonadoi* Trejo & *Colomiella recta* Bonet represents the last episode of carbonate sedimentation in the studied area. The environment of carbonate sedimentation definitively turned into a flysch basin, controlled by an active tectonic pulse of folded orogen.

4. SUMMARY

Development of the Lower Cretaceous Krížna-basin has been more complicated than usually treated. Remarkable occurrence of Lower Valanginian Nozdrovice Breccia indicate an effect of Late Kimmerian deformation of external zones. The clastic and turbiditic horizons, incorporated in Hauterivian, Barremian and Aptian sequences, indicate an increasing tectonic pulse, a symptom of Austrian orogenic phase, culminating during Albian/Cenomanian.

The combination of several parastratigraphical schemes, based on several organic groups (ammonites, aptychi, belemnites, micro- and nannoplankton) gets over the gaps in the recent biostratigraphical division of the Jurassic-Lower Cretaceous deposits of Krížna nappe. Particularly expressive advance has been achieved in the division of Valanginian and Hauterivian sequences (Tab. 1).

Table 1

		AMMONITES	APTYCHI	BELEMNITES
APTIAN		*Deshayesites* ex gr. *involutus* Spath		
BARREMIAN	UPPER	*Silesites seranonis* (d'Orbigny) *Barremites* sp. *Costidiscus recticostatus* (d'Orbigny)		*Mesohibolites gladiiformis* (Uhlig) *Hibolites mirificus* Stoyanova-Vergilova *Mesohibolites platyururs* (Duval-Jouve) *Mesohibolites minaret* (Raspail)
BARREMIAN	LOWER	*Barremites* (B.) ex gr. *difficilis* (d'Orbigny) *Hamulina lorioli* Uhlig *Hamulinites parvulus* (Uhlig) *Pulchellia compressissima* (d'Orbigny) *Crioceratites* (C.) *majoricensis* (Nolan) *Crioceratites* (C.) *emerici* Léveillé *Pseudothurmannia mortilleti* (Pictet & Loriol)	*Lamellaptychus angulicostatus longus* Trauth	*Duvalia binervia* (Raspail) *Duvalia grasiana* (Duval-Jouve) *Hibolites longior* Schwetzoff *Hibolites* cf. *jaculoides* Swinnerton
HAUTERIVIAN	UPPER	*Crioceratites* (C.) *duvali* Léveillé *Subsaynella* cf. *sayni* (Paquier)	*L. angulicostatus angulicostatus* (Pictet & Loriol)	*Duvalia dilatata dilatata* (Blainville)
HAUTERIVIAN	LOWER	*Crioceratites* (C.) *loryi* (Sarkar) *Crioceratites* (C.) *nolani* (Kilian) *Abrytusites* sp. *Eleniceras tchechitevi* Breskowski *Neocomites (Teschenites)* cf. *jodariensis* (Douvillé) *Spitidiscus* cf. *meneghinii* (Zigno) *Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis* (Uhlig)	*L. didayi* (Coquand) *L. angulicostatus fractocostatus* Trauth	*Pseudobelus brevis* Paquier
VALANGINIAN	UPPER	*Criosarasinella heterocostata* (Mandov) *Himantoceras* sp., *Juddiceras* sp. *Bochianites neocomiensis* d'Orbigny *Neocomites* (N.) *neocomiensis* (d'Orbigny) *Neocomites* (N.) *teschenensis* (Uhlig)	*L. seranonis* (Coquand) *L.* aff. *mortilleti* *L. mortilleti* ssp. 1. *L. mortilleti retroflexus* Trauth	*Hibolites cigaretus* Stoyanova-Vergilova *Duvalia dilatata* (Blainville)
VALANGINIAN	LOWER	*Kilianella* ex gr. *pexiptycha* (Uhlig) *Busnardoites* sp.	*L. aplanatus retroflexus* Trauth *L. aplanatus aplanatus* Gilliéron	
			L. noricus (Winkler)	
BERRIASIAN TITHONIAN			*L. mortilleti mortilleti* (Pictet & Loriol) *L. mortilleti noricus* Trauth *L. studeri studeri* (Ooster) *L. beyrichi beyrichi* (Oppel) *Punctaptychus punctatus punctatus* (Voltz)	*Duvalia lata* (Blainville)

5. REFERENCES

ADAMÍKOVÁ, G., MICHALÍK, J., VAŠÍČEK Z. (in press): The composition and ecology of the fauna of "Pseudothurmannia Horizon" (Lower Barremian) in the Krížna-nappe of Strážovské vrchy Mts. – Geol. zborn. Geol. Carpath., Bratislava.

ANDRUSOV, D., BYSTRICKÝ, J., FUSÁN, O. (1973): Outline of the structure of the West Carpathians. Guide-book for geological excursion X. Congr. Carp.-Balk. geol. Assoc., **1973**, 5–45, 5 figs., Bratislava.

BORZA, K., GAŠPARIKOVÁ, V., MICHALÍK, J., VAŠÍČEK, Z. (1980): An Upper Jurassic-Lower Cretaceous sequence of the Krížna-nappe (Fatric), Strážovské vrchy Mts. – Geol. zborn. Geol. Carpat., **31** (4), 541–562, 4 figs., 7 pls., Bratislava.

— — MICHALÍK, J., VAŠÍČEK, Z. (1982): Lithogenesis, paleoecology and biostratigraphy of the Jurassic and Lower Cretaceous deposits of the Krížna-nappe in Strážovske vrchy Mts. (in Slovak). – Nafta a plyn, **26**, 4, 625–638, 8 figs., Hodonín.

BUSNARDO, R., THIEULOY, J.-P., MOULLADE, M. (1979): Hypostratotype Mesogeen de l'étage Valanginien (sud-est de la France). – Comm. Franç. de Stratigr., Les Stratotypes Français, **6**, 5–143, 9 tabs., 10 pls., 35 figs., Paris.

GĄSIOROWSKI, S. M. (1962): Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians and their stratigraphical value. – Stud. geol. Polon., **10**, 144 p., 10 figs., 6 tabs., 8 pls., Warszawa.

LAPEYRE, J.-F., THOMEL, G. (1974): Consideration sur la valeur et la situation stratigraphique précise de la Zone á *Angulicostata* (Néocomien). – C. R. Acad. Sci., **278** D, 2889–2892, Paris.

MAHEĽ, M. (1979): Palinspastic picture of the West Carpathians in the basic evolutionary stages. – In: Geodynamic investigations in Czechoslovakia, final report, Slov. Ac. Sci., 179–186, Bratislava.

MICHALÍK, J., VAŠÍČEK, Z. (1979): To the problems of palinspastic and paleogeographic reconstruction of Lower Cretaceous sedimentary area in Strážovské vrchy Mts. (in Slovak.). – In: Vážnejšie problémy geologického vývoja etc., Smolenice conference 14–16. 11. 1979, Oil and gas geology, C, 265–290, Bratislava.

— — & BORZA, K., PUTIŠ, M., RAKÚS, M. (1980): A guide to the Strážovské vrchy Mts. and the neighbouring Klippen Belt zone (in Slovak.). – In: Materials of 23. Slovak geol. Soc. Conf. **1980**, 67–93, Bratislava.

— — & KOVÁČ, M. (1982): To several problems of palinspastic reconstruction and Meso-Cenozoic development of the Western Carpathians. – Geol. zborn. Geol. Carpat., **33**, 4, 145–192, Bratislava.

STEFANOV, I. (1961): Ammonite opercula (aptychi) of the Bulgarian Lower Cretaceous. – Trudy geol. Bulg. druž., paleont., **3**, 209–235, Sofia, (in Bulgarian).

THIEULOY, J.-P. (1973): The occurrence and distribution of Boreal ammonites from the Neocomian of Southeast France (Tethyan Province). – Geol. Journ. spec. iss., **5**, 289–302, Liverpool.

— — (1977): La Zone á *Callidiscus* du Valanginien supérieur (sud-est de la France). Lithostratigraphie, ammonite fauna, limite Valanginien/Hauterivien, corrélations. – Géol. Alp. **53**, 83–142, Grenoble.

TRAUTH, F. (1938): Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. – Palaeontographica, A **88**, 118–240, Stuttgart.

VAŠÍČEK, Z., MICHALÍK, J. (1981): Remarks to the Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeography of the northern part of the Western Carpathians. – Geol. zborn. Geol. Carpat., **32/1**, 143–153, Bratislava.



Plate 1

Fig. 1. *Kilianella* ex gr. *pexiptycha* UHLIG, ×1. Specimen BK 8–565/7. Butkov quarry, 8. floor, upper Lower Valanginian.

Fig. 2. *Himantoceras* sp., ×2. Spec. ZC–2522. Strážovke section, 2522 m, Upper Valanginian.

Fig. 3. *Juddiceras* sp., ×1. Spec. ZC 2995/8, Strážovce section, 2995 m, Upper Valanginian.

Fig. 4. *Himantoceras acuticostatum* THIEULOY, ×1. Spec. ZZ–5/1. Zemianska Závada. Upper Valanginian.

Fig. 5. *Criosarasinella heterocostata* MANDOV, ×1. Spec. BK 8–510/2. Butkov quarry, 8. floor, uppermost Valanginian.

Fig. 6. *Crioceratites (Crioceratites) nolani* KILIAN, ×1. Spec. BK 8–440. Butkov-quarry, 8. floor, Lower Hauterivian.

Fig. 7. *Neocomites (Teschenites)* cf. *jodariensis* DOUVILLÉ, ×1. Spec. BK 8–470/16. Butkov-quarry, 8. floor, Lower Hauterivian.

Fig. 8. *Spitidiscus* cf. *meneghinii* ZIGNO, ×1. Spec. BK 6–80/2. Butkov quarry, 6. floor, Lower Hauterivian.

Fig. 9. *Crioceratites (Crioceratites) duvali* LÉVEILLÉ, ×1. Spec. BK 8–400/2. Butkov quarry, 8. floor, Upper Hauterivian.

Fig. 10. *Pulchellia compressissima* D'ORBIGNY, × 1. Spec. BK 8–170/9. Butkov quarry, 8. floor, Lower Barremian.

Fig. 11. *Hamulina lorioli* UHLIG, ×1. Spec. PL 1–4/7. Polomec, Zabukovinské quarry near Lietavská Lúčka, Lower Barremian.

Fig. 12. *Deshayesites* ex gr. *involutus* SPATH, ×1,5. Spec. HP–580, Horná Poruba-section, Lower Aptian.

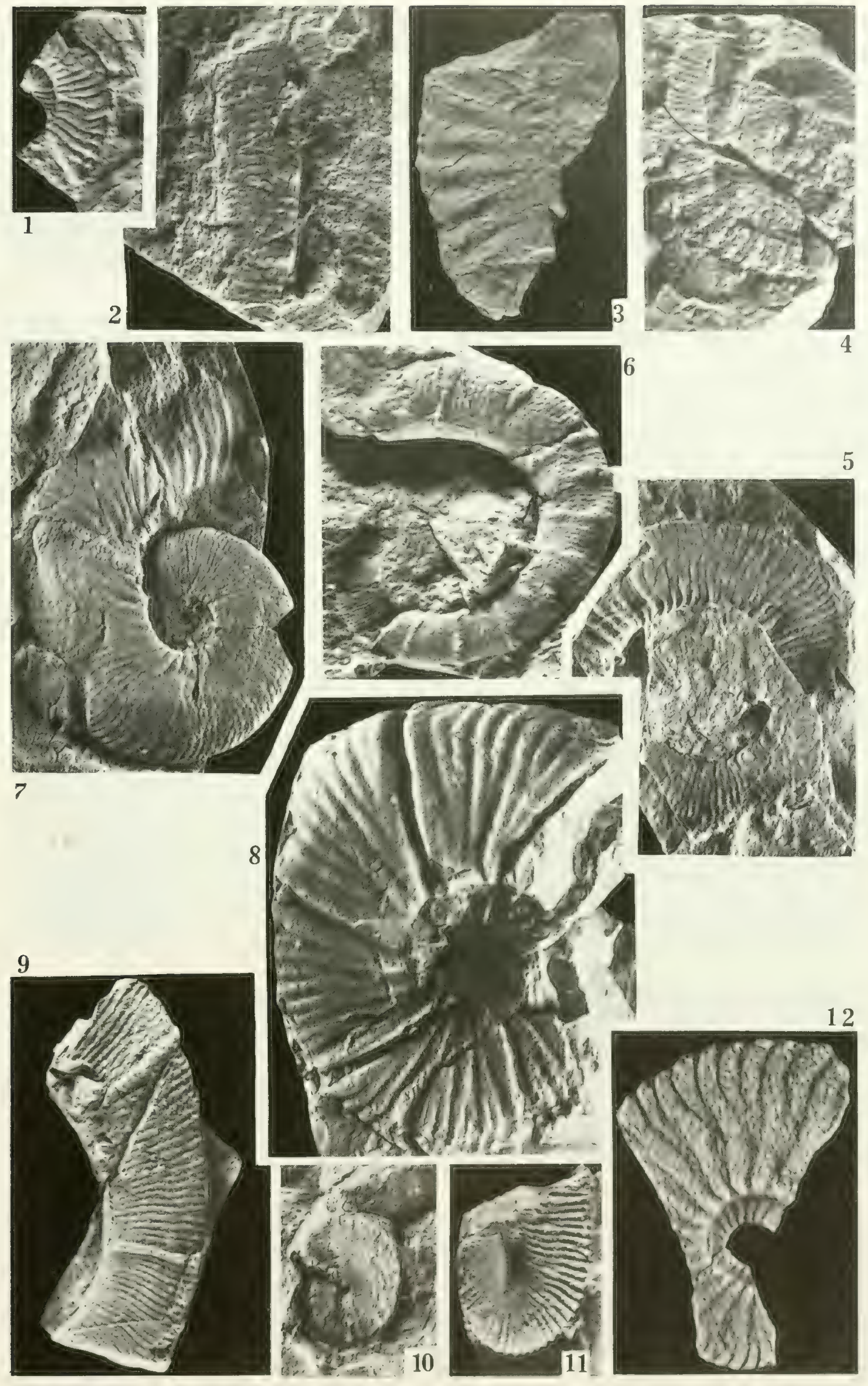

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Plate 2

all magnifications 285×

Fig. 1 *Chitinoidella boneti* DOBEN, thin section 7587, Strážovce section, 2025 m, *Chitinoidella* Zone, Middle Tithonian.

Fig. 2. *Calpionella alpina* LORENZ, thin section No 7589. Strážovce section, 2060 m, *Calpionella* Zone, Tithonian/Berriasian.

Fig. 3. *Crassicollaria parvula* REMANE, thin section No 7588, Strážovce section 2050 m, *Calpionella* Zone, Tithonian/Berriasian.

Figs. 4-5. *Tintinnopsella carpathica* MURG. & FILIP., thin sections 7590, 7592, Strážovce section 2060, 2090 m, *Calpionella* Z., Tithonian/Berriasian.

Fig. 6. *Calpionellopsis simplex* COLOM, thin section No 7593, Strážovce section 2100 m, *Calpionellopsis* Z., Berriasian/Valanginian.

Fig. 7. *C. oblonga* (CADISCH), thin section No 7594, Strážovce section 2110 m, *Calpionellopsis* Zone, Berriasian-Valanginian.

Fig. 8. *Remaniella cadischiana* (COLOM), thin section No 7593, Strážovce section 2100 m, *Calpionellopsis* Zone, Berriasian-Valanginian.

Fig. 9. *Tintinnopsella longa* (COLOM), thin section No 7681, Pod Svinorným Gorge-section, *Calpionellites* Zone, Berriasian-Valanginian.

Fig. 10. *Calpionellites darderi* (COLOM), thin section No 7596, Strážovce section 2140 m, *Calpionellites* Zone, Berriasian-Valanginian.

Fig. 11. *Praecolomiella trejoi* BORZA, thin section No 7710. Pod Mráznicou Gorge-section, *Praecolomiella* Zone, Aptian.

Fig. 12. *Deflandronella veracruzana* TREJO, thin section 7710, Pod Mráznicou G.-section, *Praecolomiella* Zone, Aptian.

Fig. 13. *Colomiella mexicana* BONET, t. s. No 47a/8, Butkov section, *Colomiella* Zone, Aptian-Albian.

Figs. 14–15. *Colomiella recta* BONET, t. s. No 47a/81, Butkov section, *Colomiella* Zone, Upper Aptian-Albian.

Fig. 16. *Colomisphaera minutissima* (COLOM), t. s. No 7587, Strážovce section 2045 m, *Calpionella* Zone, Tithonian/Berrasian.

Figs. 17–18. *Parastomiosphaera malmica* (BORZA), t. s. No 2005 (g), Strážovce section, 2005 m, Lower Tithonian.

Fig. 19. *Cadosina minuta* BORZA, t. s. No 7703, Pod Stráne Gorge-section, *Calpionellopsis* Zone, Berriasian/Valanginian.

Fig. 20. *Didemnum carpaticum* MIŠÍK & BORZA, t. s. No 7652, Strážovce section 3270 m, Barremian.

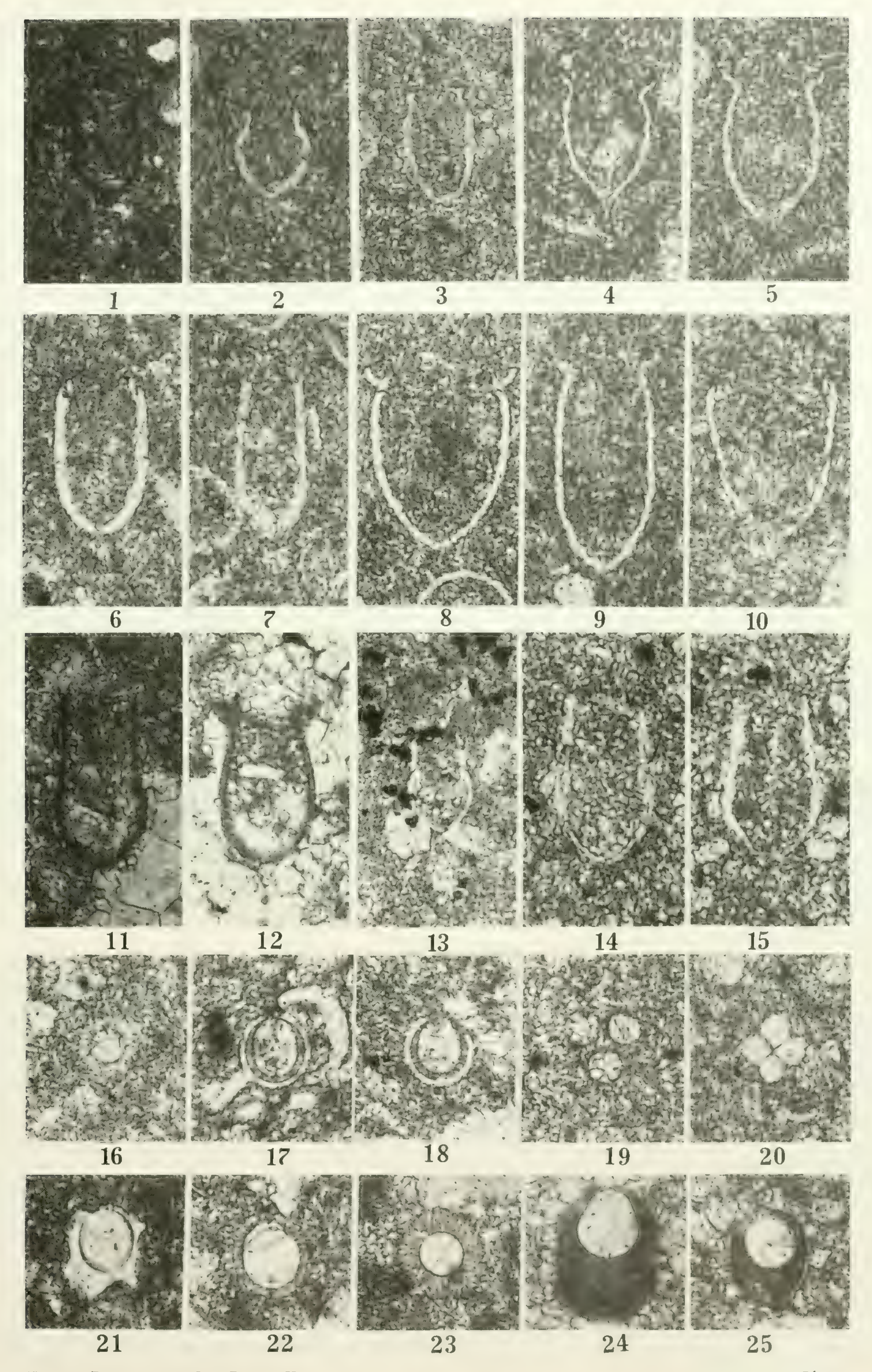
Fig. 21. *Stomiosphaera echinata* NOWAK, t. s. No 7607, Strážovce section 2605 m, Valanginian.

Fig. 22. *Colomisphaera vogleri* (BORZA), t. s. No 8E–320/81, Butkov quarry, 8. floor, 320 m, Hauterivian.

Fig. 23. *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER), t. s. 8E–290/81, Butkov quarry, 8. floor, 290 m, Hauterivian.

Fig. 24. *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK, t. s. No 8E–5/81, Butkov quarry, 8. floor, 5 m, Aptian.

Fig. 25. *Cadosina semiradiata olzae* NOWAK, t. s. 8E–5/81, Butkov quarry, 8. floor, 5 m, Aptian cherty limestones.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25



Zitteliana	10	485–491	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Stratigraphy of the Lower Cretaceous index fossils in the Karst Dinarides (Yugoslavia)

By

IVO VELIĆ & BRANKO SOKAČ*)

With 1 text figure

ABSTRACT

Stratigraphic subdivision of the Lower Cretaceous in the Karst Dinarides – developed in an uniform carbonate facies of shallow-marine environments – is possible only on the base of systematic research of microfossils.

Index fossils have a distinct significance both for the biostratigraphic zonation and the chronostratigraphic subdivision, compared to other species within taxa with wider stratigraphic distribution.

In the Karst Dinarides the Lower Cretaceous index fossils belong to two main microorganism groups: Calcareous algae (Dasycladaceae) and Foraminifera (Orbitolinidae and others). Algae predominate as index fossils in the lower part, and Foraminifera in the upper part of the Lower Cretaceous of the Karst Dinarides.

KURZFASSUNG

Eine stratigraphische Untergliederung der Unterkreide im Dinariden-Karst, wo eine eintönige Fazies aus Flachwasserkarbonaten vorliegt, ist nur durch gründliche Erforschung des gesamten Mikrofossil-Inhaltes möglich.

Die meisten Taxa haben eine lange stratigraphische Reichweite, so kommt einigen Mikrofossilien als Leitformen eine besondere Bedeutung für die Biostratigraphie zu. Es sind dies besonders Kalkalgen (Dasycladacea) im tieferen Teil und Foraminiferen (Orbitolinidae etc.) im höheren Teil der Unterkreide im Dinariden Karst.

INTRODUCTION

Specific facial development of the Mesozoic strata in the karst region of the Dinarides requires a special approach to their stratigraphic description. The Karst Dinarides (in the literature they are often called by the inadequate name – Outer Dinarides) are characterized by development of mostly shallow-marine carbonate sediments – limestones and dolomites. There predominate limestones which are represented by various types formed in shallow-marine environments: subtidal, restricted shoals, lagoons, fore-reef, reef and back-reef zones etc. These carbonate sediments are in some places mostly dolomitized in latediagenesis and rarely in earlydiagenisis. Similar, often invariable development of such sediments, almost through the whole Mesozoic, does not allow the stratigraphic analyses in the means of the chronostratigraphic classification, although it has been used for more than a hundred years in this region. The main reason is in the totally different lithofacies and especially biofacies in relation to the areas with tipically developed chronostratigraphic units.

Beside the great possibilities, the use of lithostratigraphic classification does not give enough detail stratigraphic subdivision necessary in the modern researches. Biofacial researches, with the fossil groups and taxa within, and their space and time relationships enable a detail and confident biostratigraphic subdivision of the Mesozoic strata in the Karst Dinarides.

Results of the systematic biostratigraphic researches, which started about twenty years ago, have shown that the use of only microbiostratigraphy is possible for the most of the Me-

*) I. VELIĆ, B. SOKAČ, Geološki zavod, Sachsova 2, 41000 Zagreb, Yugoslavia.

sozoic, and so far the Lower Cretaceous, because of the greater number of microfossils than macrofossils. According to this, the micropalaeontologic researches of the benthic Foraminifera and calcareous algae (microorganism groups) in the Mesozoic sediments of the Karst Dinarides are of particular importance.

Discussing about the Lower Cretaceous of the Karst Dinarides, it is necessary to point out the meaning of the microfossils for its stratigraphic subdivision. First of all, it is the result of lithofacial uniformities: rhythmic exchange of the uniform limestone types with dolomites of the Lower Cretaceous with rare presence of macrofossils but numerous microfossils. Within the two mentioned fossil groups benthic foraminifers predominate. This predominance reflexes in the overall microfossil content, as well as in the number of index fossils. Although the microfossil assemblages make the most confident category in biostratigraphic researches, the whole biostratigraphic scheme is based on individual characteristic forms (index fossils).

In the Lower Cretaceous of the Karst Dinarides such index fossils are found, in the first place, within the significant foraminifer group of the Orbitolinidae, rarely in the Ataxophragmiidae, and also within a group of calcareous algae in the Dasycladaceae. Frequent presence of the orbitolinids, whose chronostratigraphy has been accurately examined especially in Western Europe (for instance MOULLADE, 1960; SCHROEDER, 1963a, 1963b, 1964a, 1964b; JAFFREZO & SCHROEDER, 1972; DECROUEZ & MOULLADE, 1974; MASSE, 1976; PEYBERNES, 1976; SAINT-MARC, 1977; JAFFREZO, 1980 and others) allow to correlate between those regions and the Karst Dinarides. Such an approximate chronostratigraphic subdivision with reference to chronostratigraphy of the biostratigraphic units could be also carried out in Dinarides. In this review of the Lower Cretaceous index fossils and their stratigraphic distribution in the Karst Dinarides we shall be dealing with chronostratigraphic units.

STRATIGRAPHIC REVIEW

The forms refered to index fossils are those which are in the Lower Cretaceous of the Karst Dinarides the guide fossils for a narrow stratigraphic interval, either biostratigraphic (zone, subzone) or chronostratigrahic unit (stage, substage). There are cases that the stratigraphic range of such significant taxa includes for instance bordering parts of two units, or even the whole two units (Fig. 1).

BERRIASIAN

There are no index fossils in the strata, which according to their stratigraphic position belong to Berriasian, because they lay between improved Tithonian underlaying beds and Valanginian overlaying ones. The Berriasian microfossil assemblage of the Karst Dinarides lacks the abundance several species of various taxa.

Calcareous algae *Salpingoporella katzeri* CONRAD & RADOIČIĆ and *Pseudoclypeina crnogorica* RADOIČIĆ, which are registered in the Berriasian, can be conditionally used as index fossils, but only locally, because they are both originally described in younger layers: *S. katzeri* from Valanginian (CONRAD & RADOIČIĆ, 1978) and *P. crnogorica* from Berriasian to Aptian (RADOIČIĆ, 1972).

Beside the mentioned species, *Salpingoporella annulata* CAROZZI and *Actinoporella podolica* (ALTH.) are more frequently present as well as foraminifers *Trocholina elongata* (LEUPOLD) and *T. alpina* (LEUPOLD). However, all these species extent from the Malm to the Upper Neocomian and they can not be used as good index fossils. There also have been locally registered algae *Coniporella piriformis* SOKAČ & VELIĆ and *Clypeina delmatarum* SOKAČ & VELIĆ in the Mt. Biokovo (SOKAČ & VELIĆ, 1981b) but they can not be surely refered as index fossils until their longer stratigraphic distribution and stratigraphic position in greater number of findings shall be improved.

VALANGINIAN

Index fossils:
Algae:
Clypeina marteli EMBERGER
Salpingoporella istriana (GUŠIĆ)
Selliporella campanensis (AZEMA & JAFFREZO)
Triploporella? neocomiensis RADOIČIĆ
Foraminifera:
Pseudotextulariella salevensis CHAROLLAIS & al.

The following algae and foraminifers can be joined to the above mentioned forms as index fossils of a wider range within the Neocomian:

Algae:
Epimastopora? cekici RADOIČIĆ
Clypeina? solkani CONRAD & RADOIČIĆ
Foraminifera:
Cuneolina tenuis VELIĆ & GUŠIĆ

E.? cekici has its maximum abundance in the Valanginian, but it can be individually found also in the Hauterivian, just opposite then *C.? solkani*, which rarely occures in the Valanginian but is numerous in the Hauterivian. *C. tenuis* is also more frequent in the Valanginian (Fig. 1).

The Valanginian microfossil assemblage of the Karst Dinarides is enriched with other numerous species, whose stratigraphic range is from the Jurassic to the Neocomian and from the Valanginian throughout the whole Lower Cretaceous. The calcareous algae will be mentioned here: *Salpingoporella annulata*, *Actinoporella podolica*, *Macroporella praturloni*, *Salpingoporella pygmaea*, *Dissocladella hauteriviana*, *?Goniolina minima*, then foraminifers *Trocholina elongata*, *T. alpina* and the group of the Lower Cretaceous Ataxophragmiidae with species which occur in almost all Lower Cretaceous units including Vraconian, these are *Cuneolina camposaurii* SARTONI & CRESCENTI, *C. laurentii* SARTONI & CRES-

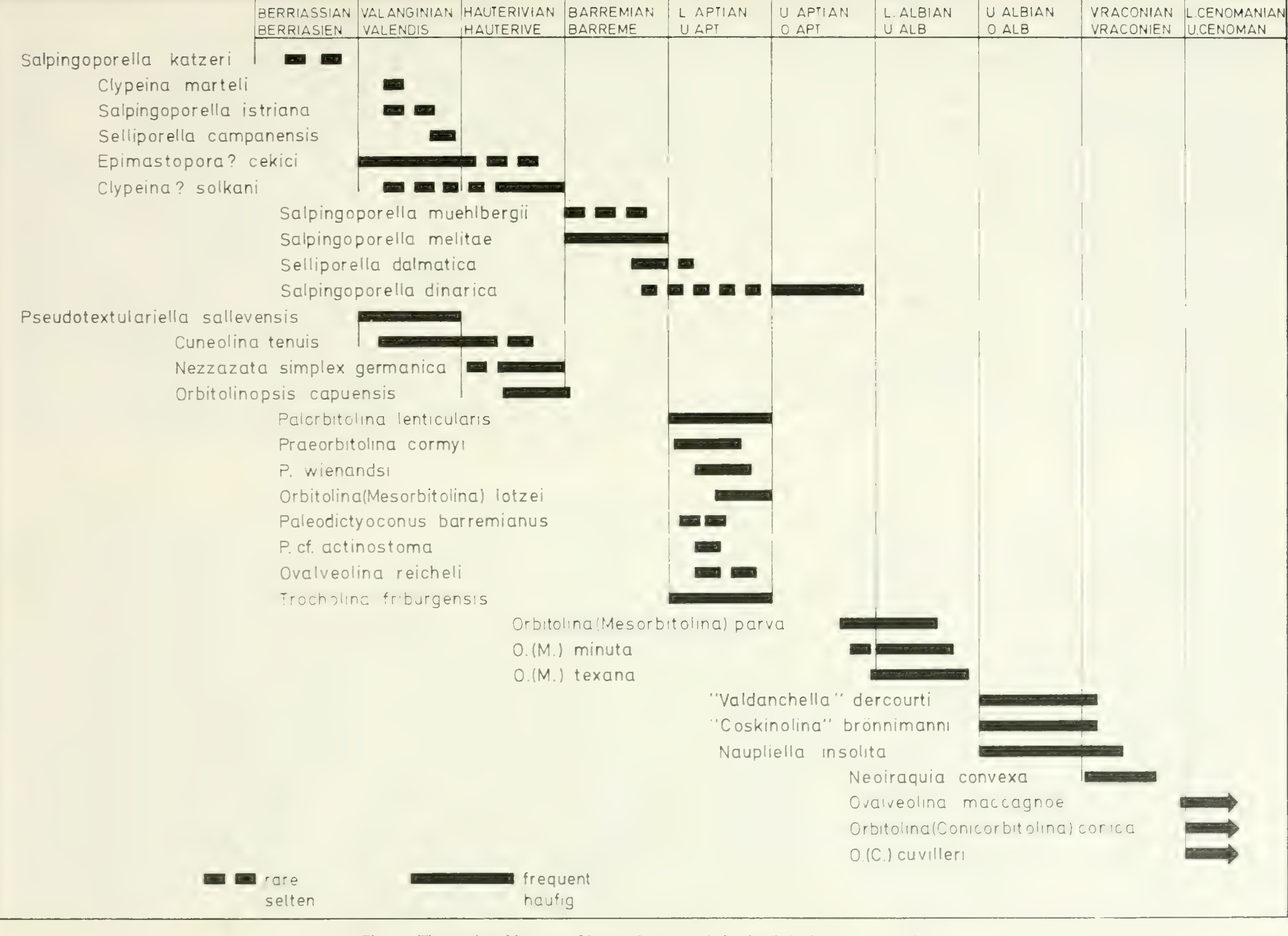


Fig. 1. The stratigraphic range of Lower Cretaceous index fossils in the Karst Dinarides.

centi, *Pseudotextulariella? scarsellai* (De Castro) and *Sabaudia minuta* (Hofker). The last four listed forms are Lower Cretaceous index fossils for the interval of Valanginian to the Upper Albian. In the next units these will be mentioned by the joint name-standard assemblage of the Lower Cretaceous Ataxophragmiidae. There are some indications of local presence of *Debarina hahounerensis* Fourcade et al. already in the Valanginian, although it becomes frequent not earlier than the interval Barremian – Lower Albian.

HAUTERIVIAN

The Hauterivian index fossils are limited only to the Foraminifera:

Nezzazata simplex germanica Omara & Strauch
Orbitolinopsis capuensis de Castro

Among the numerous tiny Nezzazatidae, which we can follow from the beginning of the Valanginian throughout the whole Lower Cretaceous and which can be listed as *Nezzazata* gr. *simplex* Omara. The subspecies *N. simplex germanica* is found in the most part of Hauterivian. On the other hand, *O. capuensis* is characteristic for the uppermost layers of this stage, so it can possibly enter into the Lower Barremian, what we do not exclude nor for the former species.

As already quoted, foraminifer *Cuneolina tenuis* and algae *Clypeina solkani* and *Epimastopora? cekici* should be mentioned here as index fossils for the most part of Neocomian. *C.? solkani,* described in the Karst Dinarides (Conrad & Radoičić, 1971) (the stratigraphic position in Lower Aptian is not well argumented and later revised to Neocomian [Velić & Sokač, 1978]) has its maximum abundance just in the Hauterivian layers below and with *O. capuensis. C.? solkani* should be treated as a Neocomian species in the entire Mediterranean, also mentioned by Bassoullet et al. (1978).

The foraminifers *Cuneolina tenuis,* a standard assemblage of the Lower Cretaceous Ataxophragmiidae and algae *Salpingoporella annulata, Actinoporella podolica, Selliporella pejovicae* (Radoičić), *S. danilovae* (Radoičić) and *Humiella teutae* Sokač & Velić (known only from the type locality; Sokač & Velić, 1981 a) and others can be individually found in the Hauterivian.

BARREMIAN

Barremian index fossils, so far known, refer to the few species of calcareous algae:

Salpingoporella melitae Radoičić
S. muehlbergii (Lorentz)

The Barremian of the Karst Dinarides generally lacks foraminifer assemblages; so mostly only standard Lower Cretaceous Ataxophragmiidae, tiny Nezzazatidae and the already mentioned *Debarina hahounerensis* can be found. Algae are represented by a greater number of species, so other species of the genus *Salpingoporella* will be listed next to the mentioned index fossils: *Salpingoporella genevensis* (Conrad), *S. dinarica* Radoičić, *Selliporella dalmatica* (Sokač & Velić) and *Triploporella marsicana* Praturlon. All these species range to younger stratigraphic units of the Lower Cretaceous.

APTIAN

The main biostratigraphic significance of the Aptian strata is their distinctly better fossil content in relation to the former units. Foraminifers, especially orbitolinids predominate. Because of their small vertical distribution a more detailed subdivision and zonation is possible. Biostratigraphic problem of the Aptian in the Karst Dinarides is connected mainly with orbitolinids and alga *Salpingoporella dinarica.* Relevant researches, without detail zonation, enabled the subdivision of the Aptian into Lower Aptian – Bedoulian and Upper Aptian – Gargasian.

Lower Aptian (Bedoulian)

Index fossils:
Foraminifera:
Palorbitolina lenticularis (Blumenbach)
Praeorbitolina cormyi Schroeder
P. wienandsi Schroeder
Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei Schroeder
Paleodictyoconus barremianus (Moullade)
P. cf. actinostoma Arnaud-Vanneau & Schroeder
Ovalveolina reicheli de Castro
Trocholina friburgensis (Quillaume & Reichel)

Occurence of the quoted index fossils in the Bedoulian beds, which are also called the "Lower Orbitolinid Limestones" because of the extremely numerous orbitolinids, refers to the very frequent and common species *P. lenticularis* and rarely found representatives of the genus *Paleodictyoconus.* The "Lower Orbitolinid Limestones" or Bedoulian in general are limited within range of the species *P. lenticularis,* considering that the index *Orbitolina* in the Karst Dinarides is slightly younger than in the NW Europe and so its stratigraphic range is within the interval from Upper Barremian–Lower Aptian boundary to the Lower Aptian–Upper Aptian boundary (Velić & Sokač, 1978). Among the Lower Cretaceous Foraminifera in general, beside *Debarina hahounerensis,* appears species *Sabaudia auruncensis* in Bedoulian within the standard assemblage of the Lower Cretaceous Ataxophragmiidae. *Nautiloculina* gr. *cretacea* Peybernes, *N. brönnimani* Arnaud-Vanneau & Peybernes, *Chrisalidina gradata* d'Orbigny, species of genus *Valvulammina* and other also appear.

Salpingoporella dinarica is more common than the Upper Barremian-Lower Aptian *Selliporella dalmatica* and *Triploporella marsicana.* Problematic *Bacinella irregularis* Radoičić or *Lithocodium aggregatum* Elliott are somewhere of lithogenetic significance.

Lagoonal, subtidial and other shallow-marine facies in some places laterally change into facies of reef – back reef environments with dominating macrofossils – reef-building organisms (corals, hydrozoans, bryozoans, primitive rudistid lamellibranchs, gastropods) which have not been studied on yet, because of their poor preservation. All formerly quoted microfossils can be found in these facies, too.

Upper Aptian (Gargasian)

There are no real-"autochthonous" Gargasian index fossils in the Karst Dinarides. Inspite of that, alga *Salpingoporella dinarica* can be postulated as Gargasian index fossil with no

doubt, because its maximum abundance is in Upper Aptian. It must be repeated that *S. dinarica* just locally occures in the Upper Barremian, it is quite frequent in the "Lower Orbitolinid Limestones" of Bedoulian and then in the Gargasian it has maximum abundance. Throughout the Karst Dinarides, with extremely numerous individuals, it becomes lithogenetic not only in individual layers but in the whole zone. Beside *S. dinarica,* rare individual specimens of alga *Triploporella marsicana* can be found.

Refering to foraminifers, through the whole Upper Aptian, species within the standard assemblage of the Lower Cretaceous Ataxophragmiidae, *Debarina hahounerensis* and others occur. The appearence of the larger *Mesorbitolina* in the upper part of Gargasian is significant. These species appear in progression from *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* DOUGLASS over *O. (M.) minuta* DOUGLASS to *O. (M.) texana* (ROEMER). The first two are frequently found with *S. dinarica.* On the contrary, the first individual findings of the third mark the uppermost Aptian layers (Clansayesian) and it is not yet registered together with *S. dinarica.* All three *Mesorbitolina* species have their maximum abundance in the Lower Albian.

ALBIAN

Lower Albian

Index fossils:

Foraminifera:

Orbitolina (Mesorbitolina) texana (ROEMER)

O. (M.) subconcava LEYMERIE

The first layers with the appearence of numerous orbitolinids, overlaying those with disappearing *S. dinarica,* are marked as the "Upper Orbitolinid Limestones" in Dinarides. Their stratigraphic range responds to the Lower Albian. Beside mentioned index fossils some other *Mesorbitolina,* found already in the Upper Aptian, have also their maximum abundance: *O. (M.) parva* and *O. (M.) minuta.* Other genera like *Paracoskinolina, Orbitolinopsis* and *Urgonina* also appear, but with no significance for the biostratigraphy, because of their rare occurence and wider stratigraphic range.

The next two facts about the Lower Albian are very important, too:

1. Maximum abundance of species within the assemblage of the Lower Cretaceous Ataxophragmiidae as *Cuneolina camposaurii, C. laurentii, Pseudotextulariella? scarsellai, Sabaudia minuta, S. auruncensis* as well as *Debarina hahounerensis,* which all except *P.? scarsellai* and *S. minuta* do not pass the Lower Albian.
2. The appearence and distribution of microfossils (Foraminifera) which have their maximum abundance in the Upper Cretaceous like *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY etc. These forms occur also through the Upper Albian and Vraconian.

The calcareous algae, which are found in the Lower Albian, have wider stratigraphic range. However, it is valuable to mention that the first appearence of the alga *Salpingoporella turgida* RADOIČIĆ marks the Lower to Upper Albian boundary.

Upper Albian s. str.

Index fossils:

"Valdanchella" dercourti DECROUEZ & MOULLADE

"Coskinolina" brönnimanni DECROUEZ & MOULLADE

Naupliella insolita DECROUEZ & MOULLADE

Quoted species belong to the group of so called primitive Orbitolinidae. According to DECROUEZ & MOULLADE (1979) they were found in the Upper Albian (including Vraconian) of Pelopones/Greece. In the Karst Dinarides they extent from the beginning of the Upper Albian to only the first layers of the Vraconian. Beside these species, in the Upper Albian layers occur all the other Foraminifera species like in the Lower Albian but do not disappear by the end of the Lower Albian.

The most frequent are *Chrysalidina gradata, Valvulammina picardi, Cuneolina pavonia, C. pavonia parva.* The calcareous algae are very poorely represented. *Salpingoporella turgida* is frequent in the first layers together with the Upper Albian s. str. index fossils. Other findings of algae are very rare, except individual forms and taxa with a wider stratigraphic range.

Vraconian

The Vraconian index fossils have not been determinated yet with accuracy in the Karst Dinarides. The strata, separated as Vraconian, lay between the described Upper Albian s. str. and accurately defined Cenomanian. That marks an interval from the first appearence of *Neoiraquia convexa* DANILOVA till the first finds of *Ovalveolina maccagnoe* DE CASTRO. Such subdivision is possible only in the region of middle and southern Dalmatia and Hercegovina, where continuous development of layers from the Albian to the Cenomanian can be seen, mainly in calcareous facies. In other regions of the Karst Dinarides this level is developed as dolomite and dolomite-breccia zones (VELIĆ et al., 1979).

N. convexa, originally described of inaccurate Cenomanian-Turonian beds (DANILOVA, 1962) and later found in the Lower Cenomanian (BERTHOU & SCHROEDER, 1978), is certainly older in this strata because it appears much earlier than in the strata which are positively Lower Cenomanian. If we include here another species *Naupliella insolita* (sensu BARTHOU & SCHROEDER, 1978) then its stratigraphic range would go rather down to the Albian. *O. maccagnoe* is also described from the Middle Cenomanian (DE CASTRO, 1966), but in the Karst Dinarides it appears much earlier.

In this uppermost level of the Lower Cretaceous next to the stated Foraminifera also occur all the others, which appear in Lower Albian and extent to the Upper Cretaceous, so the species within the Lower Cretaceous Ataxophragmiidae – *Sabaudia minuta* and *Pseudotextulariella? scarsellai.*

Alga *Marinella lugeoni* PFENDER is in some places very frequent. The described level, which has been included in the Vraconian, underlays the Lower Cenomanian biodetritic limestones in which beside to many other index micro- and macrofossils appear *Orbitolina (Conicorbitolina) cuvillieri* (MOULLADE) and *O. (C.) conica* (D'ARCHIAC).

CONCLUSION

Because of the uniform lithofacial development (shallow-marine carbonate sediments – limestones and dolomites) and a very rare appearence of macrofossils, biostratigraphic subdivision is based on the microfossil content. The microfossil assemblages are here of outstanding significance and are used as index fossils for stratigraphic subdivision. In the Karst Dinarides index fossils are found among the Foraminifera and Calcareous algae. Within Foraminifera the significant orbitolinid family should be pointed out. Algae are represented mainly with species of the genus *Salpingoporella*. In the Lower Cretaceous of the Karst Dinarides the main index fossils are:

BERRIASIAN

Algae:
Salpingoporella katzeri (only locally)

VALANGINIAN

Algae:
Clypeina martelli
Salpingoporella istriana
Selliporella campanensis
Epimastopora? cekici (maximum abundance)

Foraminifera:
Pseudotextulariella salevensis

HAUTERIVIAN

Algae:
Clypeina? solkani (maximum abundance)

Foraminifera:
Orbitolinopsis capuensis
Nezzazata simplex germanica

BARREMIAN

Algae:
Salpingoporella melitae
S. muehlbergii

LOWER APTIAN

Foraminifera:
Palorbitolina lenticularis
Praeorbitolina cormyi
P. wienandsi
Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei
Paleodictyoconus barremianus
Ovalveolina reicheli
Trocholina friburgensis

UPPER APTIAN

Algae:
Salpingoporella dinarica (maximum abundance)

LOWER ALBIAN

Foraminifera:
Orbitolina (Mesorbitolina) texana
O. (M.) subconcava

UPPER ALBIAN (Vraconian included)

Foraminifera:
"Valdanchella" dercourti
"Coskinolina" brönnimanni
Naupliella insolita = Neoiraquia convexa (?)

REFERENCES

BASSOULLET, J. P., BERNIER, P., CONRAD, M. A., DELOFFRE, R. & JAFFREZO, M. (1978): Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé. – Geobios, mém. spec., **2,** 330 p. p., Lyon.

BERTHOU, P. Y. & SCHROEDER, R. (1978): Les Orbitolinidae et Alveolinidae de l'Albien supérieur – Cénomanien inférieur et le problème de la limite Albien-Cenomanien dans le sud-ouest de las région de Lisbonne/Portugal. – Cahiers de Micropaléont., **3:** 51–85, Paris.

CONRAD, M. A. & RADOIČIĆ, R. (1971): On *Munieria baconica* DEECKE (Characeae) and *Clypeina? solkani* n. sp. (Dasycladaceae). A case of homemorphism in calcareous green Algae. – C. R. S. Soc. phys. hist. nat. Genève (NS) **6** (2–3): 87–95, Genève.

— — (1978): *Salpingoporella katzeri* n. sp., une Dasycladacée (algue calcaire) nouvelle du Berriasien et du Valanginien de la région méditerranéene. – Geol. vjesnik, **30** (1): 69–72, Zagreb.

DANILOVA, A. (1962): *Neoiraquia convexa* – nov foraminifer iz cenoman-turona Kosova polja. – Vesnik, A, **20,** 223–231, Beograd.

DE CASTRO, P. (1966): Contributo alla conoscenza delle alveoline albiano-cenomaniane della Campania. – Boll. Soc. Nat. Napoli, **65:** 3–59, Napoli.

DECROUEZ, D. & MOULLADE, M. (1974): Orbitolinides nouveaux de l'Albo-Cénomanien de Grece. – Arch. Sc. Genève, **27** (1): 75–92, Genéve.

JAFFREZO, M. (1980): Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien: Micropaleontologie, stratigraphique; Biozonation; Paléoécologie. Extension des résultats à la Mésogée. – Thèse, Universite P. et M. Curie, XVII + 614 p., Paris.

— — & SCHROEDER, R. (1972): Les formations du Pla de Couloubret (Aude): éléments pour une zonation par les Orbitolinidés de l'Aptien des Corbières. – C. R. Acad. Sc. Paris (D) **274:** 802–805, Paris.

MASSE, J. P. (1976): Les calcaires urgoniens de Provence (Stratigraphie – Paleontologie). – Thése doct. I–II, Univ. d'Aix-Marseille II, 255 p., Marseille.

MOULLADE, M. (1960): Les Orbitolinidae des microfaciès barrémiens de la Drôme. – Rev. Micropaléont. **3** (3): 188–198, Paris.

PEYBERNES, B. (1976): Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. – Thèse doct., Univ. Paul-Sabatier, 459 p., Toulouse.

RADOIČIĆ, R. (1972): *Pseudoclypeina crnogorica* sp. nov., from the lower Cretaceous of western Montenegro. – Bull. Scient. Cons. Acad. R. S. F. Yougoslavie, sect. A, **XVII,** No. 11–12; 365–366, Zagreb.

SAINT-MARC, P. (1977): Repartition stratigraphique de grands Foraminiferes bentiques de l'Aptien, de l'Albien, du Cenomanien et du Turonien dans les régions méditérranéennes. – Rev. Espan. Micropaleont., **9** (3): 317–325, Madrid.

SCHROEDER, R. (1963 a): *Palorbitolina,* ein neues Subgenus der Gattung *Orbitolina* (Foram.). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **117,** (Festband Lotze), 346–359, Stuttgart.

— — (1963 b): Grundlagen einer Orbitoliniden-Biostratigraphie des tieferen Urgons m pyrenäisch-kantabrischen Grenzgebiet (Nordspanien). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1963** (6): 320–326, Stuttgart.

— — (1964 a): Communication préalable sur l'origine des Orbitolines. – C. R. S. Somm. Soc. Géol. France **1964**/10, 411–413, Paris.

— — (1964 b): Orbitoliniden Biostratigraphie des Urgons nordöstlich von Teruel (Spanien). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1964** (8): 462–474, Stuttgart.

SOKAČ, B. & VELIĆ, I. (1981 a): *Humiella teutae* n. gen., n. sp. (Dasycladaceae) iz neokoma južne Hercegovine. – Geol. vjesnik, **33**: 101–105, Zagreb.

— — (1981 b): New Calcareous Algae (Dasycladaceae) from the Berriasian of Biokovo Mountain (Croatia). – Geol. vjesnik, **34**: 39–46, Zagreb.

VELIĆ, I. & SOKAČ, B. (1978): Biostratigrafska analiza jure i donje krede šire okolice Ogulina (središnja Hrvatska). – Geol. vjesnik, **30** (1): 309–337, Zagreb.

VELIĆ, I., TIŠLJAR, J. & SOKAČ, B. (1979): Stratigraphy and depositional environments of the Lower Cretaceous in the Karst region of the Outer Dinarides (Yugoslavia). – Geobios, (Mem. spec.) **3**, 245–252, Lyon.



Zitteliana	10	493–500	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

The Valanginian to Aptian stages – current definitions and outstanding problems

Compiled by

PETER FRANKLIN RAWSON*)

With 3 tables

ABSTRACT

Current definitions of the Valanginian to Aptian Stages are reviewed and some of the outstanding problems outlined. Final recommendations on stage boundaries can be made only after much more stratigraphical work has been completed, as the eventual boundaries must have good international correlation potential. The Pre-Albian Stages Working Group is instigating study of selected sections in various parts of the world to provide an integrated framework of biostratigraphy and event stratigraphy.

KURZFASSUNG

Ein Überblick über die gängigen Definitionen der Stufen vom Valangin bis zum Apt wird gegeben und einige wichtige Probleme hervorgehoben. Endgültige Empfehlungen zu Stufengrenzen sind z. Zt. noch nicht möglich. Dazu sind noch weitere stratigraphische Untersuchungen erforderlich, denn die festzulegenden Grenzen müssen international korrelierbar sein. Die Pre-Albian Stages Working Group regt an, ausgewählte Profile in verschiedenen Teilen der Welt zu untersuchen, um so den allgemeinen Rahmen für eine Neudefinition der Stufen auf der Grundlage der Biostratigraphie und der Event-Stratigraphie zu schaffen.

1. INTRODUCTION

This review has been compiled on behalf of the Pre-Albian Stages Working Group of the Subcommission on Cretaceous Stratigraphy. The primary role of the working group is to clarify, and to improve where necessary, the definition and boundaries of the Valanginian to Aptian Stages. This cannot be achieved simply by describing a stratotype and selecting boundaries because such a procedure takes no account of the international correlation potential of the stages so defined. Hence at its first meeting in Hannover in 1977 (see the group's Newsletter 2), the working group agreed on the following priorities:

1. "To establish inter-regional correlation more precisely than before, using all possible methods (macro- and microfossils, event stratigraphy, etc.)"
2. "As a result of more accurate correlation, to clarify (and if necessary to improve) the definition of stages and stage boundaries and to improve the usage of stage names in regions away from stratotype sections."

Thus our fundamental philosophy is first to make objective correlations between regions and only then to redefine stages and their boundaries.

As a first step towards priority 1, several key sections were identified in western Europe. At its second meeting (Münster 1978, see Newsletter 3), the group agreed to concentrate initially on investigating correlation of Hauterivian strata across Europe, in collaboration with the re-investigation of the Jura Hauterivian by a research group co-ordinated by Dr. J. Rimane. It is intended that first results on the investigation of key sections will be given at a meeting of the Subcommission on Cretaceous Stratigraphy in Copenhagen in 1983. In the meantime it seems appropriate to summarise current definitions of the Valanginian to Aptian Stages and to demonstrate some of the outstanding problems. For the sake of using a common "language", we hope that fellow workers will continue to use stage names in the current sense (Table 1) until im-

*) P. F. Rawson, Department of Geological Sciences, Queen Mary College, Mile End Road, London E1 4NS, England.

proved definitions are agreed. Specialists who insist on using them in a different sense are urged to explain their different usages.

The following members of the working group assisted in this compilation, though final responsibility for the wording rests with the compiler: D. J. BATTEN (Aberdeen), R. BUSNARDO (Lyon), R. COMBEMOREL (Lyon), P. DONZE (Lyon), T. N. GORBATCHIK (Moscow), J. E. VAN HINTE (Amsterdam), PH. HOEDEMAEKER (Leiden), L. MEMMI (Tunis), F. A. MIDDLEMISS (London), J. REMANE (Neuchâtel), J.-P. THIEULOY (Grenoble) and M. R. A. THOMSON (Cambridge).

II. EARLY CRETACEOUS BIOGEOGRAPHY AND THE STRATOTYPE AREAS

STAGE	ZONE	
	FRANCE	ENGLAND/NORTH GERMANY
UPPER BARREMIAN	Colchidites sp.	Parancyloceras bidentatum & P. scalare
	Heteroceras astieri	Simancyloceras stolleyi
	Hemihoplites feraudi	"Ancyloceras" innexum & Simancyloceras pingue
	"Emericiceras" barremense	Paracrioceras denckmanni
LOWER BARREMIAN	Moutoniceras sp.	Paracrioceras elegans
	Pulchellia compressissima	"Hoplocrioceras" fissicostatum
	Spitidiscus hugii	Paracrioceras raricostatum
		S. (C.) variabilis / Simbirskites (Craspedodiscus) discofalcatus
UPPER HAUTERIVIAN	Pseudothurmannia angulicostata	S. (S.) marginatus
	Plesiospitidiscus ligatus	S. (Craspedodiscus) gottschei
	Subsaynella sayni	S. (Milanowskia) speetonensis / staffi
LOWER HAUTERIVIAN	Lyticoceras nodosoplicatus	Simbirskites (Speetoniceras) inversum
	Olcostephanus jeannoti	Endemoceras regale
	Crioceratites loryi	
	Acanthodiscus radiatus	Endemoceras noricum
		Endemoceras amblygonium
UPPER VALANGINIAN	Neocomites (Teschenites) callidiscus	Olcostephanus spp.
	Himantoceras trinodosum	Dicostella tuberculata
		Dichotomites bidichotomoides
		Dichotomites triptychoides
		Dichotomites crassus
	Saynoceras verrucosum	D. (Prodichotomites) polytomus
		D. (Prodichotomites) hollwedensis
LOWER VALANGINIAN	Thurmanniceras campylotoxus	Polyptychites sphaeroidalis
		Polyptychites clarkei
		Polyptychites multicostatus
		Polyptychites pavlowi
	Thurmanniceras pertransiens	Platylenticeras involutum
		Platylenticeras heteropleurum
	Thurmanniceras otopeta	Platylenticeras robustum

Table 1. Valanginian to Barremian standard zones of south-east France, and the approximate correlation with the north-west European "boreal" Valanginian and Hauterivian. (Correlation after KEMPER et al., 1981). No correlation between Barremian zones is intended.

During the Early Cretaceous there were two distinct faunal realms in the northern hemisphere, the Tethyan and Boreal. It is difficult to attempt a global summary of Early Cretaceous biogeography because many taxonomic groups have not been investigated adequately, but KAUFFMAN (1979) has given a general review, and for bivalves (KAUFFMAN, 1973) and ammonites (RAWSON, 1981) subdivision of the realms can be attempted. Valanginian to Aptian biostratigraphy is based primarily on ammonites. As in the Tithonian and Berriasian, the Valanginian to earliest Barremian boreal ammonites are clearly distinct from Tethyan ones, but during most of the Barremian and Aptian there were no distinctively boreal subfamilies and in the rare marine sections the northerly faunas were only depauperated versions of the Tethyan ones.

The historical type areas of the Valanginian to Aptian Stages are in the Swiss Jura and south-east France, and are characterised predominantly by Tethyan ammonites. Thus the main problem in Early Cretaceous stage definition lies in trying to correlate with the Boreal Realm. Primary clues come from areas of faunal overlap (e. g. parts of Europe). The biostratigraphy of areas outside the type regions of the stages is beyond the scope of this paper, but in Table 1 we give the approximate correlation of the Valanginian to Barremian Tethyan zones with the north-west European "boreal" zones to illustrate the nature of the problem. The correlations achieved so far suggest that some of the classic stage boundaries are of no inter-regional correlative value and therefore need to be altered if they are to be equally applicable to both realms.

III. DEFINITION OF STAGES

THE VALANGINIAN STAGE

Author: DESOR 1854

Stratotype: The Seyon Gorge near Valangin, Neuchâtel, Switzerland.

Hypostratotype: Roadside section near Angles (Alpes-de-Haute Provence, south-east France); Barret-le-Bas (Hautes-Alpes, south-east France) provides a complementary reference for the Lower Valanginian (BUSNARDO et al., 1979).

Original definition: DESOR (1854, p. 175) regarded all the "Neocomian" beds beneath the "Marnes de Hauterive" as corresponding with Campiche's "Neocomien inférieur", and for this subdivision proposed (p. 177) the stage name "Valangien" ("Valanginien" in the title of the paper). Thus the Valanginian embraced all the post-Jurassic rocks to the base of the "Marnes de Hauterive".

There are three important points to note with reference to the definition of the boundary between the Valanginian and Hauterivian Stages:

1. In terms of local lithostratigraphic units, DESOR's definition is very vague. He indicated (p. 174) that the "calcaires jaunes à *Ammonites astierianus*" lay beneath the "marnes bleues de Haute-Rive" and hence by defining the Valanginian stage to include all the units beneath the "marnes de Hauterive" apparently implied that beds containing "*Ammonites astierianus*" (= *Olcostephanus)* were Valanginian. Unfortunately it is impossible to decide whether the "calcaires jaunes à *Ammonites astierianus*" are equivalent to the "Marnes à *Astieria*" (= "*Astieriamergel*"), a critical bed at the Valanginian-Hauterivian boundary which was first described by DE TRIBOLET (1859). Hence one cannot say how far the phrase "un étage à part, inférieur aux marnes de Hauterive" (DESOR, 1854, p. 175) has to be taken literally.
2. The first clear definition of the Valanginian was only given by DESOR and GRESSLY (1859, p. 40). From top to bottom, the stage was intended to include:
   a) La limonite ou calcaire ferrugineux (= "calcaire roux" in actual usage)
   b) Le calcaire compact ou marbre bâtard.
   c) Les marnes et brèches marneuses grises et bitumineuses.

   The "Marnes à *Astieria*" were explicitly placed in the "Neocomian" (which became the Hauterivian of RENEVIER, 1874) by DESOR and GRESSLY (1859, p. 36).
   It is also interesting to note that the first detailed description of the succession at the type locality did not appear until the end of the century (BAUMBERGER and MOULIN, 1899).
3. Logically, RENEVIER therefore included the "Marnes à *Astieria*" in his Hauterivian Stage. It is only since BAUMBERGER (1901, p. 21) that it has become general usage to place them in the Valanginian.

Development of the concept of the Valanginian Stage: The early Cretaceous sediments of the Jura Mountains accumulated on a shallow shelf. Some lithological units are thin, condensed and laterally discontinuous, especially those lying between the "Calcaire Roux" and the "Marnes de Hauterive". Early biostratigraphic correlation was based primarily on echinoids, and ammonites are generally rare. This, coupled with the incompleteness of the sequence, means that both the Valanginian and the Hauterivian stratotypes have a very limited correlation potential. Because of the rarity of ammonites KILIAN and other French workers preferred to define both stages according to the succession of ammonite zones established in the vocontian facies of south-east France. It should be noted that KILIAN paid little attention to the correlation between the French zones and the original stratotype successions when drawing his boundaries.

In 1871, COQUAND proposed the Berriasian for the limestones of Berrias, regarding it as a substage for the lower part of the Valanginian. LORY (1898) and PAQUIER (1900) then restricted the Valanginian to exclude the Berriasian and recognised lower and upper divisions of the restricted Valanginian. KILIAN (1910) reverted to an extended Valanginian, his lower Valanginian corresponding to the Berriasian and his middle Valanginian to the lower Valanginian of LORY and PAQUIER. A similar tripartite division was applied in north Germany (e. g. STOLLEY, 1925).

Mainly because of MAZENOT's (1939) work, the Berriasian began to be used as a stage, and this was ratified by the 1963

Lyon colloquium, when the overlying Valanginian was divided into:

substage	zone
Upper Valanginian	*Saynoceras verrucosum*
Lower Valanginian	*Kilianella roubaudiana*

At the Colloquium, the principle of establishing a new stratotype in the vocontian facies was approved. A hypostratotype was formally proposed in 1979 by BUSNARDO et al. The Angles section and a complementary section for the Lower Valanginian at Barret-le-Bas were measured and sampled bed-by-bed and the ranges of ammonites, belemnites, ostracods, nannofossils, calpionellids and foraminifera were established. Some new zones were proposed (Table 2). The ammonite zones proposed by BUSNARDO and THIEULOY (in BUSNARDO et al., 1979) represent the culmination of many years of work on all the main French sections and are traceable across the whole vocontian trough. The zones (Tables 1, 2) are assemblage biozones, in which the index species reached its acme within the nominate zone. Some of the zones have been recognised in Tunisia (MEMMI, 1981) but still require testing in other Tethyan areas.

Base of the Valanginian: The boundary between the Berriasian and the Valanginian has been placed between the *boissieri* and *roubaudiana* Zones since these were introduced by KILIAN (1888). The base of the Valanginian was effectively marked by the appearance of *Kilianella*. The palaeontological boundary was believed to coincide with the lithological boundary between the "Calcaires de Berrias" and the "Marnes valanginiennes". However, LE HEGARAT (1965) showed that the highest part of the "Calcaires de Berrias" contained a distinctive early Valanginian fauna, for which he later (in LE HEGARAT and REMANE, 1968) introduced the *pertransiens* Subzone. This subzone has priority over the *lucensis* Zone, introduced by WIEDMANN (1968) for the same fauna in the same beds.

LE HEGARAT (1973, p. 295) believed the faunal change from Berriasian to Valanginian was abrupt. However, BUSNARDO and THIEULOY (in BUSNARDO et al., 1979) suggested that faunas of the lower part of LE HEGARAT's *pertransiens* Subzone represented a mixture of Berriasian and Valanginian forms, generally poorly known species. This intermediate fauna between the "classic" Berriasian and Valanginian was known to MAZENOT. For this fauna the *otopeta* Zone was proposed. The lower part of the overlying *pertransiens* Zone coincides with the remainder of LE HEGARAT's *pertransiens* Subzone (see BUSNARDO and THIEULOY's table 3, p. 62). As the distinctive *Kilianella* species of the old *roubaudiana* Zone first appear within the *pertransiens* Zone, BUSNARDO and THIEULOY have effectively lowered the base of the Valanginian compared with previous definitions.

From the Caravaca region of south-east Spain, HOEDEMAEKER (1982) has proposed a subzone of *Tirnovella alpillensis*, which he correlates with the *callisto* Subzone of LE HEGARAT and REMANE (1968). However, while the French *callisto* Subzone contains Berriasian ammonites, its Spanish equivalent contains Valanginian forms too, and thus HOEDEMAEKER places the *alpillensis* Subzone in the Valanginian. If the correlations are correct, this would suggest that the French *callisto* Subzone should be placed in the Valanginian.

While further work is clearly required, neither definition allows the base of the Valanginian to be recognised in the Boreal Realm. In the West European Province the first appearance of *Platylenticeras* is taken to mark the base of the Valanginian (KEMPER, 1973), because early species occur also in France, at approximately the base of the old *roubaudiana* Zone. In the modern zonation this horizon is at about the base of the *pertransiens* Zone, and thus the *otopeta* Zone may correlate with the highest Ryazanian of the boreal sequence.

Base of the Upper Valanginian: The old *Saynoceras verrucosum* Zone spanned the whole of the Upper Valanginian. However, MOULLADE and THIEULOY (1967) showed that the index species had a very short range, and restricted the zone to embrace only the lowest part of the Upper Valanginian. The sudden appearance of *Saynoceras verrucosum* and

	AMMONITES	FORAMINIFERA	OSTRACODS	CALPIONELLIDS	NANNOFLORA
UPPER VALANGINIAN	Neocomites (Teschenites) callidiscus	Haplophragmoides vocontianus	Thetysia chabrensis inflata		Calcicalathina oblongata
	Himantoceras trinodosum	Lenticulina eichenbergi			
	Saynoceras verrucosum	Lenticulina hauteriviana			
LOWER VALANGINIAN	Thurmanniceras campylotoxum	Lenticulina busnardoi	Thetysia chabrensis chabrensis	Calpionellites darderi	
	Thurmanniceras petransiens	Lenticulina nodosa nodosa		Lorenziella hungarica	Cretarhabdus crenulatus
	Thurmanniceras otopeta			Calpionellopsis oblonga	

Table 2. Biostratigraphic subdivision of the French Valanginian (after BUSNARDO et al., 1979).

some associated species (e. g. *Valanginites nucleus, Neohoploceras submartini* and *Karakaschiceras* spp.) in north-west Europe marks a major faunal migration horizon (and transgression) which can be traced in the Polish Furrow, north Germany and eastern England (Kemper, Rawson and Thieuloy, 1981, p. 259). The same fauna occurs also in Tunisia (Memmi, 1981).

THE HAUTERIVIAN STAGE

Author: Renevier 1874.

Stratotype: "Hauterive" (actually in Neuchâtel), Switzerland.

Original definition: Renevier included the "marnes à *Astieria*", the "marnes bleue de Hauterive" and the "Pierre Jaune de Neuchâtel".

Discussion: By including the "Marnes à *Astieria*" (= "Astieriamergel") in the Hauterivian Stage, Renevier placed the base of the Hauterivian to agree with Desor and Gressly's (1859) definition of the top of the Valanginian (see Valanginian discussion, above).

Development of the concept of the Hauterivian Stage: For reasons discussed above (see "Valanginian Stage") the Hauterivian of the type area proved to be of limited correlation potential. Hence Kilian and others again turned to the French sequence for a better standard, and here proposed four ammonite zones. The lowest was that of *Acanthodiscus radiatus,* which most subsequent workers (including Baumberger) accepted as marking the lowest Hauterivian. However, in the Jura *A. radiatus* occurs in the "Marnes de Hauterive" but not in the "Marnes à *Astieria*" beneath. Thus common usage has modified the Valanginian/Hauterivian boundary as defined by Renevier. It should also be noted that in the French scheme the Hauterivian Stage was extended upwards so that both the "Marnes de Hauterive" and the "Pierre jaune" are now Early Hauterivian.

Thieuloy (in Moullade and Thieuloy, 1967) has modified the zonation of the French successions (see Table 1), though further revision is in progress (by Busnardo and Thieuloy) and the sequence has still to be described in detail. No hypostratotype section has been described. Debelmas and Thieuloy (1965) recommended that one should be chosen in the Salérans region (Hautes-Alpes), but Thieuloy (herein) now believes that this alone would not be sufficient: several sections are useful, including La Charce, Sallerans, Barrème and Castellane.

The base of the Hauterivian: Thieuloy (1977, p. 125) has formally defined the base of the *radiatus* Zone at La Charce as the base of the Hauterivian. The base of the *radiatus* Zone itself is defined by the first appearance of *Acanthodiscus.* The use of *A. radiatus* as a zone fossil has been criticised because it is so rare in the vocontian facies, but despite this it is very useful because it allows an inter-realm correlation. Early Hauterivian strata are poorly known in the Boreal Realm (Rawson, 1981) but occur in north-west Europe. In north Germany, rare *Acanthodiscus* occur near the base of the *Endemoceras* beds and hence these are placed conventionally in the Hauterivian. In theory, the lowest beds could be latest Valanginian, but the area of uncertainty is small.

The base of the Upper Hauterivian: The separation of the Hauterivian into two substages, defined by the disappearance of the Neocomitinae and the appearance of *Subsaynella sayni,* is very clear, especially in Ardèche where the hemipelagic sequence is very expanded (Busnardo, herein). Thus the base of the Upper Hauterivian is defined by the base of the *Subsaynella sayni* Zone.

The boreal Upper Hauterivian is characterised by *Simbirskites* (with several subgenera) which occurs from California and Arctic Canada to north-west Europe and the Soviet-Union. Faunal mixing in north-west Europe shows that the base of the Tethyan Upper Hauterivian correlates with the upper part of the *Simbirskites (Speetoniceras) inversum* Zone (Kemper et al., 1981, p. 307).

THE BARREMIAN STAGE

Author: Coquand 1861.

Stratotype: Angles, Basses-Alpes, France (designated by Busnardo, 1965 b).

Original definiton: Coquand proposed the stage for beds characterised by "*Belemnites minaret, Ammonites ligatus, Scaphites yvanni,* etc.". Angles was one of the cited localities.

Development of the concept of the Barremian Stage: Although Coquand's original definition was not very precise, Busnardo (1965 a) pointed out that it embraces both the Barremian and Upper Hauterivian of current usage. Present usage effectively dates from Kilian's (1888) work on the montagne de Lure: Busnardo (1965 b) summarised subsequent ideas and tabulated the evolution of zonal schemes. We agree with him that despite historical priority it is best in the interest of stability to follow customary usage and limit the Barremian in Kilian's sense.

Busnardo (1965 b) designated the Angles roadside section as stratotype because it is complete, readily accessible, sufficiently rich in ammonites and tectonically undisturbed. It is part of the same long exposure that has been selected as hypostratotype of the Valanginian. Busnardo gave a detailed lithic log and ammonite ranges, retained Kilian's division into Lower and Upper Barremian and proposed a zone for each substage. He also suggested a subzonal scheme, though that was incomplete because of gaps in the faunal sequence. Busnardo (1965 a, p. 115) regarded his work as a first step in achieving a geographically widespread zonation, and indicated the problem of selecting suitable zonal and subzonal indices. Recently he has put forward a more detailed zonation (Busnardo in Roger, 1980, table) which is shown, with slight modification (Busnardo, herein) in Table 1. The zonation has yet to be formally described.

Elsewhere in the Tethyan Realm, the best-known faunas are probably in Colombia, where a detailed pulchelliid zonation has been established, and the Barremian divided into "lower", "middle" and "upper". In the Boreal Realm, Barremian faunas occur mainly in north-west Europe, where they are represented predominantly by heteromorphs and, in the basal Barremian, by the last *Simbirskites.* Some of the heteromorphs may be identical with Tethyan species, other are

endemic. STOLLEY (1925) recognised a tripartite division into "lower", "middle" and "upper" and proposed a zonal scheme which has been modified only slightly since (see IMMEL, 1979, table 5).

The base of the Barremian: At the stratotype section the passage from Hauterivian to Barremian was hidden by fallen rock, though faunas can now be collected. Species of *Pulchellia*, *Holcodiscus* and "*Emericiceras*" (= *Paracrioceras*) have been used by various authors to define the lowest zone. At present, BUSNARDO (herein) takes the appearance of *Raspailiceras* and *Barremites* to mark the base of the stage, though this limit will be refined eventually. There is a slight overlap between these forms and the last representatives of *Pseudothurmannia* (especially *P.* gr. *edouardi*). *Spitidiscus* (gr. *kiliani-hugii*) and *Nicklesia* appear several beds higher in the sequence.

In the Boreal Realm, the base of the north-west European Barremian lies approximately at the base of the English *variabilis* Zone and in the middle of the German *discofalcatus* Zone (KEMPER et al., 1981, p. 307).

The base of the Upper Barremian: BUSNARDO (herein) defines the base of the Upper Barremian by the appearance of *Heinzia* and of "*Emericiceras*" of the *barremense* group. This limit differs slightly from that published in ROGER (1980, table). However, it remains difficult to define in the stratotype, for want of sufficiently numerous fossils.

THE APTIAN STAGE

Author: D'ORBIGNY 1840.

Stratotypes: The stage was named after Apt (Vaucluse) in south-east France. However, there is no single stratotype section: La Bedoule, Gargas (near Apt) and Clansayes are all reference sections for subdivisions of the Aptian though not all are satisfactory for correlation purposes.

Original definition: The stage was proposed rather loosely for strata containing an "Upper Neocomian" fauna, but D'ORBIGNY later modified his definition several times.

Development of the concept of the Aptian Stage: FLANDRIN (1965) and MOULLADE, TAXY and TRONCHETTI (1980a) have summarised the history of interpretation of the Aptian Stage and its subdivisions in France, and CASEY (1961) reviewed its interpretation in other European areas too. The 1963 Lyon Colloquium adopted the following division of the French Aptian (ANONYMOUS, 1965):

Upper Aptian	Clansayesian	*Diadochoceras nodosocostatum*
	Gargasian	*Epicheloniceras subnodosocostatum*
		Aconeceras nisus
Lower Aptian	Bedoulian	*Deshayesites deshayesi*

MOULLADE et al. (1980a, p. 113) pointed out that in terms of both stratigraphical nomenclature and logic a division into Lower and Upper Aptian was less satisfactory than BREISTROFFER'S (1947) tripartite division into Lower Aptian or Bedoulian, Middle Aptian or Gargasian and Upper Aptian or Clansayesian Substages.

The ammonite sequence in the French Aptian is still inadequately documented (see MOULLADE et al., 1980a) and at present the zonal division of the English (CASEY, 1961) and north German (KEMPER, 1976) sequences is much more detailed. Although there was still some faunal differentiation between the north-west European and French areas, it was not as well-

	South-east France	Southern England	North Germany
UPPER APTIAN	Diadochoceras nodosocostatum	Hypacanthoplites jacobi	Hypacanthoplites jacobi
			Acanthohoplites nolani
	Epicheloniceras subnodosocostatum	Parahoplites nutfieldiensis	Parahoplites nutfieldiensis
	Aconeceras nisus	Epicheloniceras martinioides	Epicheloniceras tschernyschewi
			Tropaeum drewi
LOWER APTIAN	Deshayesites deshayesi	Tropaeum bowerbanki	Tropaeum bowerbanki
		Deshayesites deshayesi	Deshayesites deshayesi
		Deshayesites forbesi	
		Prodeshayesites fissicostatus	Prodeshayesites tenuicostatus

Table 3. Correlation of French, English and north German Aptian zonal schemes.

marked as earlier in the Cretaceous and broad correlation can be made (Table 3).

Rich ammonite faunas occur also in parts of the Soviet Union. Here, some recent workers have abandoned the long-established division into Lower and Upper Aptian in favour of a tripartite division.

The base of the Aptian: The appearance of the earliest deshayesitid ammonite, *Prodeshayesites,* marks the base of the north-west European Aptian, and this genus is now known from south-east France. It appears there immediately above latest Barremian *Colchidites,* as for example at La Bedoule (BUSNARDO, herein). Thus it appears to be a good marker over a wide area.

The Bedoulian "Substage": The Bedoulian was proposed by TOUCAS (1888) for the upper part of the limestones of La Bedoule, near Marseilles. The Lyon Colloquium recommended that the name be used in a broader sense, following KILIAN (1907–13). MOULLADE, TAXY and TRONCHETTI (1980b) reviewed the sequence in the stratotype area, and a "Bedoulien" volume is to be published in the CNRS series "Les stratotypes français". This will include 7 ammonite zones, which can be correlated with CASEY'S (1961) English scheme. At present, only a single zone of *Deshayesites deshayesi* is recognised (Table 3).

The Gargasian "Substage": The Gargasian was proposed by KILIAN (1887) for marls with *Aconeceras* near Gargas, but is now used in a more limited sense (see MOULLADE, 1980a). The Gargas section is of limited value for correlation and several sections have been investigated for selection as a parastratotype; nothing has yet been published (MOULLADE, 1980a, p. 122).

The Clansayesian "Substage": The Clansayesian was proposed by BREISTROFFER (1947) for about 5 metres of cross-bedded sands with beds of phosphatic nodules yielding a *Diadochoceras nodosocostatum* Zone fauna. Again the stratotype is poor, and a working group has chosen the Lioux section (Alpes-de-Haute-Provence) as a parastratotype though the decision is not yet published.

MOULLADE (1980b) has pointed out that of the three Aptian "substages" the Clansayesian is the thinnest and is often difficult to separate palaeontologically. It is thus often included in an enlarged Gargasian, or referred to informally as the "Clansayes horizon". At present the name is not used outside the south of France: in most other areas there is a two-fold division into Lower and Upper Aptian. Thus one of the outstanding problems to be resolved by the working group is whether the Clansayesian should be retained, and if so what status it should have.

IV. CONCLUSIONS

Research over the last 150 years has resulted in a broad understanding of the world-wide distribution and correlation of rocks of Valanginian to Aptian age. For the stratotype areas of France and Switzerland the 1963 Lyon Colloquium (published 1965) summarised much useful information and stimulated further research, some now published. However, even in these areas few sections have been described in detail and most stage/substage boundaries are open to dispute. The present review shows a strong bias towards ammonite biostratigraphy because ammonites have been the main tools of correlation so far; yet many ammonite ranges are still poorly known and few other taxon ranges are adequately documented.

Most of the problems outlined in this brief review can be resolved only after much more field work. For the Valanginian Stage, and to some extent for the Barremian and Aptian Stages, detailed lithological/palaeontological logs have been produced for the stratotype sections, and these provide a starting point for the next phase of research. This will concentrate on:

1. Lithological/palaeontological logging of the remaining type sections.
2. Comparable logging of other key reference sections (some of which will serve as regional stratotypes) around the world.
3. Magnetostratigraphic logging of stratotypes and other key reference sections.
4. Chronostratigraphic logging of stratotypes and other key reference sections (O and C stable isotopes, rare elements, organic matter).
5. Search for radiometrically datable material in stratotypes and key reference sections.
6. Synthesis of all available data to provide:
   a) A definition of stage and substage boundaries that is valid for as broad an area as possible, ideally globally.
   b) A series of standard zonal schemes for individual faunal/floral regions.

V. LITERATURE CITED

ANONYMOUS (1965): Conclusions genérales du Colloque. – Mém. Bur. Rés. Geol. Minièr., **34:** 827–834.

BAUMBERGER, E. (1901): Über Facies und Transgressionen der unteren Kreide am Nordrande der Mediterrano-helvetischen Bucht. – Wiss. Beil. Ber. Töchterschule Basel, 1900/1901.

— — & MOULIN, H. (1899): La Serie néocomienne à Valangin. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel, **26.**

BREISTROFFER, M. (1947): Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. – Trav. Lab. Géol. Grenoble, **26,** 88 pp.

BUSNARDO, R. (1965 a): Le Stratotype de Barrémien. 1. – Lithologie et Macrofaune. – Mém. Bur. Res. Géol. Minièr., **34:** 101–116.

— — (1965 b): Rapport sur l'étage Barrémien. – Mém. Bur. Res. Géol. Minièr., **34:** 161–169.

— — , THIEULOY, J.-P. & MOULLADE, M. (1979): Hypostratotype mesogéen de l'étage Valanginien (sud-est de la France). – Les stratotypes français, **6,** 143 pp.

CASEY, R. (1961): The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. – Palaeontology, **3:** 487–621.

COQUAND, H. (1861): Sur la convenance d'établir dans le groupe inférieur de la formation crétacée un nouvel étage entre le Néocomien proprement dit (couches à *Toxaster complanatus* et à *Ostrea couloni)* et le Néocomien supérieur (étage Urgonien de D'ORBIGNY). – Mém. Soc. Emul. Provence, **1:** 127–139.

— — (1871): Sur le Klippenkalk du département du Var et des Alpes-Maritimes. – Bull. Soc. géol. Fr., **28:** 232–233.

DEBELMAS, J. & THIEULOY, J.-P. (1965): Étage Hauterivien. – Mém. Bur. Res. Géol. Minièr., **34:** 85–96.

DESOR, E. (1854): Quelques mots sur l'étage inferieur du groupe néocomien (étage Valanginien). – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel, **3:** 172–180.

— — & GRESSLY, A. (1859): Études géologiques sur le Jura neuchâtelois. – Mem. Soc. Sci. nat. Neuchâtel. **4:** 1–159.

FLANDRIN, J. (1965): Rapport sur l'étage Aptien. – Mém. Bur. Res. Géol. Minièr., **34:** 227–234.

LE HÉGARAT, G. (1965): Le Stratotype du Berriasien. II. Stratigraphie et macrofaune. – Mém. Bur. Res. Géol. Minièr., **34:** 9–16.

— — (1973): Le Berriasien du Sud-Est de la France. – Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, **43:** 575 pp., 55 pl.

— — & REMANE, J. (1968): Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation des ammonites et des calpionelles. – Geobios, **1:** 7–70.

HOEDEMAEKER, Ph. J. (1982): Ammonite biostratigraphy of the uppermost Tithonian, Berriasian and lower Valanginian along the Rio Argos (Caravaca, SE Spain). – Scripta Geol., **65:** 1–81.

IMMEL, H. (1979): Die Ammonitengliederung des mediterranen und borealen Hauterive und Barreme unter besonderer Berücksichtigung heteromorpher Ammoniten der Gattung *Crioceratites* LEVEILLE. – Newsl. Stratigr., **7:** 121–141.

KAUFFMANN, E. G. (1973): Cretaceous Bivalvia., in: Atlas of Palaeobiogeography. – A. HALLAM (Ed.), 353–383. Elsevier, Amsterdam.

— — (1979): Cretaceous, in: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part A. Introduction. – A418–A487. University of Kansas Press.

KEMPER, E. (1973): The Valanginian and Hauterivian Stages in northwest Germany, in: The Boreal Lower Cretaceous. – R. CASEY & P. F. RAWSON (Eds), 327–344. Geol. Jb., Spec. Iss. **5.**

— — (1976): Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete. – 206 pp., 34 pls; Bentheim (Nordhorn).

— — , RAWSON, P. F. & THIEULOY, J.-P. (1981): Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of north-west Europe. – Palaeontology, **24:** 251–311.

KILIAN, W. (1888): Description géologique de la Montagne de Lure (Basses-Alpes). – Ann. Sci. Géol., **19–20:** 458 pp.

— — 1907–1913. Unterkreide (Palaeocretacicum). – in: Lethaea Geognostica. II. Mesozoic., Vol. III, Kreide, 398 pp., 14 pl. Stuttgart (Schweitzerbart).

LORY, P. (1898): Sur le Crétacé inférieur du Dévoluy et des régions voisines. – Bull. Soc. géol. Fr., **(3) 26:** 132–138.

MAZENOT, G. (1939): Les Palaeohoplitidae tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France. – Mém. Soc. géol. Fr., **18:** 303 pp., 40 pls.

MEMMI, L. (1981): Biostratigraphie du Crétacé inférieur de la Tunisie nord-orientale. – Bull. Soc. géol. Fr., **7** (23): 175–183.

MOULLADE, M. (1980 a): Gargasien. – Mém. Bur. Res. Géol. Minièr., **109:** 120–122.

— — (1980 b): Clansayésien. – Mém. Bur. Res. Géol. Minièr., **109:** 123–125.

— — , TAXY, S., & TRONCHETTI, G. (1980 a). Aptien. – Mém. Bur. Res. Géol. Minièr., **109:** 112–115.

— — , — — & — — (1980 b): Bédoulien. – Mém. Bur. Res. Géol. Minièr., **109:** 116–119.

— — & THIEULOY, J.-P. (1967): Les zones d'Ammonites du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien vocontien. – C. R. somm. Séancs. Soc. géol. Fr., **6:** 228–229.

D'ORBIGNY, A. (1840): Paléontologie francaise. Terrains crétacés. I. Céphalopodes. 662 pp. Paris.

PAQUIER, V. (1900): Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. – Ann. Univ. Grenoble, **12:** 373–516, 551–806, 8 pls.

RAWSON, P. F. (1981): Early Cretaceous ammonite biostratigraphy and biogeography. – in: The Ammonoidea. – M. R. HOUSE & J. R. SENIOR (Eds): p. 499–529. Syst. Ass. Spec. Vol. **18.**

RENEVIER, E. (1874): Tableau des terrains sedimentaires. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat., **13:** 218–252.

ROGER, J. (1980): Barrémien. – Mém. Bur. Res. Géol. Minièr., **109:** 106–111.

STOLLEY, E. (1925): Die leitenden Belemniten des norddeutschen Neokoms. – 17. Jber. Niedersächs. Geol. Ver.: 112–126.

THIEULOY, J.-P. (1977): La zone à *Callidiscus* du Valanginien supérieur vocontien (Sud-Est de la France) Lithostratigraphie, ammonitofauna, limite Valanginien-Hauterivien, corrélations. – Géol. Alpine, **53:** 83–143.

TOUCAS, A. (1888): Note sur le Jurassique supérieur et le Cretacé inférieur de la vallée du Rhône. – Bull. Soc. géol. Fr., **3 (16):** 903–927.

TRIBOLET, G. (1859): Sur l'Ammonites Astieri de la base des marnes néocomiennes. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel, **5.**

WIEDMANN, J. (1968): Das Problem stratigraphischer Grenzziehung und die Jura/Kreide-Grenze. – Eclog. geol. Helv., **61:** 321–386.

Zitteliana	10	501–508	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

On the Hauterivian-Barremian correlation between the South of the USSR and certain Southern and Northern regions of Europe

By

MIKHAEL V. KAKABADZE*)

With 2 tables

ABSTRACT

A biostratigraphical characteristic of the Hauterivian-Barremian of the South of the USSR is given and the Hauterivian-Barremian zonal correlation between the South of the USSR, South-Eastern France, Northern Germany, England and the Volga region are discussed.

KURZFASSUNG

Die biostratigraphischen Besonderheiten der Hauterive-Barreme Abfolgen im Süden der USSR werden vorgestellt. Eine Zonen-Korrelation im Hauterive und Barreme zwischen dem Süden der USSR, dem Wolgagebiet, Südost-Frankreich, Norddeutschland und England wird diskutiert.

INTRODUCTION

Zonal correlation of the Lower Cretaceous of the Mediterranean and North European areas is problematic and thus an investigation of the adjacent areas acquires especial significance.

Existence of Tethyan and Boreal ammonite species in the Lower Cretaceous of the Caucasus and Crimea indicates that they belong to the key areas for a successful solving of zonal correlation problems between the Tethyan and Boreal realms.

This problem was elucidated in many works, however some questions, including the Hauterivian-Barremian zonal subdivision and correlation, still are in need of perfection.

In this paper the question of the Hauterivian-Barremian biostratigraphical subdivision of the South of the USSR and its correlation with the synchronous deposits of the South-Eastern France and some of Northern European regions (Northern Germany, England, Volga region) are discussed. The detailed historical review of the problem is given in our previous work (KAKABADZE, 1981). It must be noted that when characterising the Hauterivian-Barremian zones of the South of the USSR and their boundaries, besides the authors data, all the main publications were taken into account; among them the works of V. P. RENNGARTEN, 1951; M. S. ERISTAVI, 1951, 1964, N. P. LUPPOV, 1952, 1956; V. V. DRUSHTCHITZ, 1960, 1962; V. V. DRUSHTCHITZ and I. A. MIKHAILOVA, 1966; V. V. DRUSHTCHITZ and T. N. GORBATCHIK, 1979; T. A. MORDVILKO, 1960, 1962; V. L. EGOIAN, 1968; V. L. EGOIAN and G. A. TKATSHUK, 1965; A. G. KHALILOV, 1959.

*) M. V. KAKABADZE, Geological Institute Akad. Sci. Georgian SSR, Z. Roukhadze str. 1, korp. 9, USSR, 380093 Tbilisi.

THE HAUTERIVIAN OF THE SOUTH OF THE USSR

The Hauterivian deposits are rich in ammonites in the Crimea and in the central and western part of the Caucasus, but to the East the ammonites become scarce and in the Transcaspian regions they are very rare. Basing on the characteristic complexes of ammonite species the Hauterivian of the South of the USSR is subdivided into two substages with two zones in each of them.

1. The Zone of *Acanthodiscus radiatus-Endemoceras ambligonium*

The base of the Hauterivian is defined by the first appearance of genera *Acanthodiscus, Crioceratites, Saynella* and *Spitidiscus*. The typical Valanginian genera such as *Kilianella, Thurmanniceras, Saynoceras, Sarasinella, Polyptychites* and *Dichotomites* in Hauterivian of the South of the USSR are not known.

There are the following characteristic species in the *Acanthodiscus radiatus-Endemoceras ambligonium* Zone: *Acanthodiscus radiatus radiatus* BRUG., *A. radiatus baksanensis* RENNG., *A. radiatus praematurus* RENNG., *A. karakaschi* KIL., *Leopoldia leopoldiana* D'ORB., *L. bargamensis* KIL., *Endemoceras ambligonium* NEUM. et UHL., *E. castellanense* D'ORB., *E. castellanense caucasium* EG., *E. biasalense* BL., *Oosterella cultrata* D'ORB. etc.

2. The Zone of *Crioceratites sablieri*

The base of this zone is defined by the appearance of *Crioceratitinae: C. sablieri* AST., *C. nolani nolani* KIL., *C. nolani biasalensis* LUPP., *C. duvali* LEV., *C. munieri* SAR. et SCHOND., *C. kiliani* SARK. On this level *Leopoldia leopoldiana* D'ORB., *L. biasalensis* KAR., *L. lorioli* BAUM., *Spitidiscus incertus* D'ORB., *Aegocrioceras seeleyi* NEUM. et UHL. and *Endemoceras oxygonium* NEUM. et UHL. are also met. This zone is better characterised faunisticaly in the central and western parts of the North Caucasus, comparatively poorly in the Crimea and in the Western Georgia, whereas in the other regions of the South of the USSR this zone is hard to define because of the absence of typical ammonites.

3. The Zone of *Speetoniceras inversum-Subsaynella sayni*

The base of this zone marks the base of Upper Hauterivian substage. It is characterised by the first appearance of *Simbirskites, Speetoniceras,* as well as *Subsaynella*. The following most typical ammonite species of this zone are met in the North Caucasus and Crimea: *Speetoniceras inversum* M. PAVL., *S. subinversum* M. PAVL., *S. auerbachi* EICHW., *S. versicolor* TRAUTSCH., *S. speetonense* JOUNG. et BIRD. and *Simbirskites coronatiformis* PAVL. Among the typical Mediterranian representatives the *C. nolani nolani* KIL., *C. duvali* LEV., few specimens of *Moutoniceras anulare* D'ORB., *M. honoratianum D'ORB., as well as Pseudothurmannia (Balearites) balearis* NOL. and *P. (B.) tauricus* EICHW. are found in these regions. Besides the two latter species of *Crioceratitinae* in Transcaucasian the following species are met: *Subsaynella sayni* PAQ., *S.* sp., *Speetoniceras auerbachi* EICHW., *S. inversum* M. PAVL., *S. versicolor astarta* GLAS., *Biasaloceras sauclum* M. PAVL., *Crioceratites* duvali LEV. etc.

4. The Zone of *Pseudothurmannia mortilleti-Craspedodiscus discofalcatus*

For the both Upper Hauterivian zones *(Speetoniceras inversum-Subsaynella sayni* and *Pseudothurmannia mortilleti-Craspedodiscus discofalcatus)* many genera (or subgenera), such as *Speetoniceras, Simbirskites, Crioceratites, Pseudothurmannia (Balearites)* etc. are common, but the boundary between them is clearly drawn by the first appearance of *Pseudothurmannia (Pseudothurmannia), Craspedodiscus* and *Acrioceras (Hoplocrioceras)*.

The following species complex is characteristic for the *Pseudothurmannia mortilleti-Craspedodiscus discofalcatus* Zone: *Pseudothurmannia (P.) mortilleti* PICT. et LOR., *P. (P.) picteti* SARK., *P. (P.) biassalensis* (DIMITR.), *P. (P.) renevieri* SAR. et SCHOND., *P. (P.) pseudomalbosi* SAR. et SCHOND., *P. (Balearites) balearis* NOL., *Craspedodiscus discofalcatus* LAH., *C. phillipsi* NEUM. et UHL., *C. caucasicus* RENNG., *Plesiospitidiscus ligatus* D'ORB., *Simbirskites decheni* LAH., *S. kowalewski* M. PAVL., *S. umbonatus* LAH., *Speetoniceras speetonense* JOUNG. et BIRD., *Spitidiscus ratula* SOW., *Acrioceras (Hoplocrioceras) pulcherrimum* D'ORB., *Crioceratites duvali* LEV., *C. honnoratii* LEV., *Biasaloceras sauclum* DRUZ. etc. As it was shown earlier (KAKABADZE, 1981) the species *P. (P.) angulicostata* D'ORB., mentioned in previous schemes as index-species for this zone, in the territory of the USSR is abscent and hence, the species *P. (P.) mortilleti* PICT. et LOR. is choosen as index-species. This species is very common in the uppermost Hauterivian of the Caucasus and Crimea and it is characteristic of this level not only in the south of the USSR, but in many West European regions, including the "standart" uppermost Hauterivian in the France.

THE BARREMIAN OF THE SOUTH OF THE USSR

The Barremian in the territory under review is divided into two substages; in Lower Barremian only one *Holcodiscus caillaudi-Crioceratites emerici* Zone is defined, though in Western Georgia, as it will be shown, two zones are established. The Upper Barremian of the South of the USSR is divided into three zones: 1) *Hemihoplites soulieri-?Silesites seranonis,* 2) *Heteroceras astieri-Imerites favrei* (divides into two subzones – *Imerites giraudi* and *Colchidites securiformis)* and 3) *Turkmeniceras turkmenicum-Matheronites ridzewskyi.*

1. The Zone of *Holcodiscus caillaudi-Crioceratites emerici*

The base of *caillaudi – emerici* Zone marks the base of the Lower Barremian. The typical Hauterivian genera such as *Pseudothurmannia, Craspedodiscus, Simbirskites* and *Plesiospitidiscus* are absent on this level and its base is defined by the first appearance of *Holcodiscus, Barremites* (s. str.), *Silesites, Paracrioceras, Pulchellia, Subpulchellia, Anahamulina, Hamulina, Auritina, Torcapella* etc. Among the transitive (from Hauterivian to Barremian) genera first of all the representatives of *Crioceratites, Acrioceras, Spitidiscus, Biasaloceras* and *Phyllopachiceras* must be mentioned. The following ammonite species complex is characteristic for this zone: *Holcodiscus caillaudi* D'ORB., *H. kiliani* PAQ., *H. perezi* D'ORB., *Spitidiscus andrussowi* KAR., *S. fallacior* COQ., *S. seunesi* KIL., *Hamulina subcylindrica* D'ORB., *Anahamulina picteti* EICHW., *Auritina aurita* EG., *Barremites vocontium* SAYN., *Crioceratites emerici* LEV., *C. tenuicostatus* THOM., *C. ottohaasi* SARK., *C. thiollierei* (AST.), *Acrioceras (Acrioceras) mukleae* SARK., *A. (Hoplocrioceras) fissicostatum* (ROEM.), *A. (H.) dilatatum* D'ORB., *A. (H.) isocostatum* KAKAB., *Raspailites cassida* RASP., *Silesites vulpes* UHL., many representatives of *Pulcheliidae* (see below) etc.

In Western Georgia above the *Holcodiscus caillaudi* Zone the second Lower Barremian Zone *Subpulchellia plana-Heinzia matura* is established (KOTETISHWILI, 1979). This zone besides the index-species is characterised by the following species: *Pulchellia galeata* BUCH., *P. multicostata* RIED., *P. aff. compressissima* D'ORB., *P. cf. riedeli* BUERGL., *Subpulchellia brevicostata* KOTET., *Crioceratites ottohaasi* (SARK.), *Paracrioceras dolloi* (SARK.), *P. cf. elegans* (KOEN.) etc.

In the other regions of the South of the USSR only one Lower Barremian zone is identified and, therefore, till the appearance of the new additional data we leave only one zone *(Holcodiscus caillaudi-Crioceratites emerici)* in the Lower Barremian scheme of the south of the USSR.

2. The Zone of *Hemihoplites soulieri-?Silesites seranonis*

This zone is best represented in the Caucasus, in particular in Western Georgia. The base of this zone marks the base of the Upper Barremian, which is defined by the first appearance of *Hemihoplites, Audouliceras, Ancyloceras, Heteroceras, Procheloniceras (Eocheloniceras).* The typical genera (or subgenera) such as *Crioceratites, Acrioceras (Hoplocrioceras)* and *Spitidiscus* in Upper Barremian of the South of the USSR are not known. Among the transitive (from Lower to Upper Barremian) genera (or subgenera) *Paracrioceras, Acrioceras (Acrioceras), Barremites, Silesites, Holcodiscus, Hamulina, Macroscaphites, Phyllopachyceras* and *Protetragonites* must be noted first of all.

The *Hemihoplites soulieri-?Silesites seranonis* Zone is characterised by the following ammonite species: *Hemihoplites (Hemihoplites) soulieri* (MATH.), *H. (H.) khwamliensis* (ROUCH.), *H. (H.) feraudianus* (D'ORB.), *Silesites seranonis* (D'ORB.), *Paracrioceras barremense* (KIL.), *P. denckmanni* (KOEN.), *P. stadtlaenderi* (MÜLLER), *Audouliceras collignony* (SARK.), *"Acanthodiscus" amadei* (UHL.), *Barremites strettostoma* MATH., *Protetragonites crebrisulcatus* (UHL.), *Eulytoceras phestum* (MATH.), *E. thetys* D'ORB. etc.

3. The Zone of *Heteroceras astieri-Imerites favrei*

This zone is comparatively well represented in Western Georgia and Turkmenistan (Kopetdag, Tuarkir, Great and Minor Balkhans) and its base is defined by the first appearance of genera *Imerites, Eristavia, Argvethites* and *Colchidites.* These genera, together with the *Heteroceras, Barremites, Protetragonites* and *Phyllopachyceras,* are characteristic of this zone.

Heteroceras astieri-Imerites favrei Zone divides into two subzones: *Imerites giraudi* and *Colchidites securiformis.*

The *Imerites giraudi* Subzone is characterised by the following ammonite species complex: *Imerites giraudi giraudi* KIL., *I. giraudi multicostatus* TOVB., *I. giraudi angulicostata* TOVB., *I. favrei ROUCH., I. sparcicostatus* ROUCH., *Eristavia trishiensis* KAKAB., *E. dichotoma* (ERIST.), *Heteroceras astieri* D'ORB., *H. bifurcatum* D'ORB., *Argvethites raricostatus* KAKAB., *A. lashensis* ROUCH., *Colchidites kutatissiensis* KAKAB., *C. leenhardti* KIL., *Costidiscus recticostatus* D'ORB., *Hemihoplites (Hemihoplites) khwamliensis* ROUCH., *Protetragonites crebrisulcatus* UHL., *"Acanthodiscus" amadei* (UHL.) *Phyllopachyceras infundibulum* D'ORB. etc.

From this subzone the following species pass into the next *Colchidites securiformis* Subzone: *Heteroceras astieri* D'ORB., *Argvethites lashensis* ROUCH., *Imerites favrei* ROUCH., *I. sparcicostatus* ROUCH., *Eristavia dichotoma* (ERIST.), *Hemihoplites (H.) khwamliensis* ROUCH., *Protetragonites crebrisulcatus* UHL., *"Acanthodiscus"* amadei (UHL.), *Costidiscus recticostatus* D'ORB., *Phyllopachyceras infundibulum* D'ORB. etc.

The *Colchidites securiformis* Subzone, in its turn, is clearly distinguished by the first appearance of genera *Paraimerites, Pseudocrioceras* and by the aboundance of the various species of the genera *Heteroceras, Argvethites* and *Colchidites.*

Besides the above mentioned transitive species, for the *Colchidites securiformis* Subzone namely the following species (or subspecies) are characteristic: *Colchidites securiformis* SIM., BAC. et SOR., *C. shaoriensis* DJAN., *C. ratshensis rats-*

hensis Rouch., *C. ratshensis kopetdaghensis* Tovb., *C. sarasini* Rouch., *C.* sp., *Heteroceras elegans* Rouch., *H. vermiforme* Rouch., *H.* sp., *Argvethites minor* Rouch., *A. balchanicus* Kakab., *Paraimerites densecostatus* (Renng.), *P. tsholashensis tsholashensis* (Rouch.), *P. tsholashensis balchanicus* Kakab., *P.* sp., *Costidiscus microcostatus* Sim., Bac. et Sor., *Audouliceras tzotnei* (Rouch.), *Eulytoceras rossi* Par., *Euphylloceras thetys* d'Orb., *E. morelli* d'Orb., *Phyllopachyceras infundibulum* d'Orb., *Ph. baborense* Coq., „*Acrioceras*" *furcatum* d'Orb. etc.

4. The Zone of *Turkmeniceras turkmenicum-Matheronites ridzewskyi*

This uppermost Barremian zone is well characterised by the leading ammonite species in Turkmenistan (Kopetdag, Tuarkir, Great and Minor Balkhans) and in Daghestan. But, even in these regions the beds corresponding to this zone are comparatively poor in ammonites. The following species (or subspecies) are found in this zone: *Turkmeniceras turkmenicum turkmenicum* Tovb., *T. turkmenicum longicostata* Tovb., *T. geokderense* Tovb., *T. rarecostatum* Bogd., *T. tumidum* Bogd., *Hemihoplites (Matheronites) ridzewskyi* Kar., *H. (M.) trispinosus* (Koen), *H. (M.) brevispinus* (Koen.), *H. (Hemihoplites) turkmenicus* (Lupp.), *H. (H.) brevicostatus* (Bogd.), „*Acrioceras*" *furcatum* d'Orb. This zone marks the top of the Upper Barremian of the South of the USSR (Tovbina, 1963, Bogdanova, 1971, Kakabadze, 1981) and the base of the next Lower Aptian deposits is defined by the first appearance of the typical representatives of the Deshayesitidae.

DISCUSSION OF CORRELATION

HAUTERIVIAN

The lowermost Hauterivian zone, named by W. Kilian *Hoplites (Acanthodiscus) radiatus-Leopoldia castellanensis*, was subdivided by J. Debelmas and J.-P. Thieuloy (1965) into two zones: 1) *Lyticoceras* sp. (sp. 1) and 2) *Acanthodiscus radiatus*. But later, the beds with the *Lyticoceras* sp. (sp. 1) were proved to belong to the Uppermost Valanginian and hence the single *Acanthodiscus radiatus* Zone was defined and the appearance of *Acanthodiscus* was taken to mark the Valanginian/Hauterivian boundary (Moullade and Thieuloy, 1967, Thieuloy, 1973).

In the South of the USSR (North Caucasus, Crimea), as it was shown, the base of Hauterivian (i. e. the base of *Acanthodiscus radiatus-Endemoceras ambligonium* Zone) is also defined by the first appearance of *Acanthodiscus*, as well as of *Crioceratites, Saynella* and *Spitidiscus*. Containning some typical Tethyan species, this zone is close to the "standart" *radiatus* zone. The existance in both regions of the following species: *Acanthodiscus radiatus radiatus* Brug., *Leopoldia leopoldiana* d'Orb., *L. castellanensis castellanensis* d'Orb., *L. bargamensis* Kil. and *Oosterella cultrata* d'Orb., is of great importance for their correlation.

On the other hand, it is very important that *Endemoceras ambligonium* Neum. et Uhl. occurs together with the above mentioned ammonite species of the lowermost Hauterivian Zone of the South of the USSR, being its second index-species. In the North-West Europe (Northern Germany, England) the *Endemoceras ambligonium* is also the index-species of the lowest Hauterivian Zone and, thus, the correlation of the mentioned levels (zones) of these two regions is quite possible.

The second *Crioceratites sablieri* Zone of the South of the USSR, as it was shown, is characterised by the abundance of

Stage	Sub-stage	South-East France (KILIAN, 1910)	South-East France (THIEULOY, 1973)	South of the USSR (this paper)	Volga region (DRUSHTZITZ, 1966)	Northern Germany (KEMPER, 1976)	England (RAWSON et al., 1978)
HAUTERIVIAN	UPPER	Hop. (N.?) angulicostatus	P. angulicostata	P. mortilleti - Cr. discofalcatus	Cr. discofalcatus - Sp. decheni	S.(Cr.) discofalcatus	Cr. variabilis
							S. marginatus
			Pl. ligatus			S.(Cr.) gottschei	Cr. gottschei
		D. sayni	Sub. sayni	Sp. inversum - Sub. sayni	Sp. speetonensis	S.(M.) staffi	M. speetonensis
					Sp. versicolor - Sp. subinversum	S.(Sp.) inversum	S. inversus
	LOWER	C. duvali	N. nodosoplicatus	C. sablieri	-	E. regale	E. regale
			Ol. jeannoti				
			C. loryi			E. noricum	E. noricum
		Hop.(A.) radiatus L. castellanensis	A. radiatus	A. radiatus - E. ambligonium	-	E. amblygonium	E. amblygonium

Table 1. Correlation of Hauterivian zonal schemes for the South of the USSR, South-East of France, Volga region, Northern Germany and England.

the Tethyan ammonite species *(Crioceratites duvali* LEV., *C. nolani nolani* KIL., *C. kiliani* SARK., *C. sablieri* AST., *Spitidiscus incertus* D'ORB. etc.) and it obviously corresponds to the zones: 1) *Crioceratites loryi,* 2) *Olcostephanus jeannoti* and 3) *Neocomites nodosoplicatus* in the "standart" scheme by J.-P. THIEULOY (1973).

As to the correlation of *Crioceratites sablieri* Zone with the North-West European Lower Hauterivian synchronous deposites the data are still insufficient; in the *Crioceratites sablieri* Zone of the South of the USSR the typical Boreal species are absent and, hence, only by its stratigraphical position it can be assumed that the *Crioceratites sablieri* Zone corresponds to the *Endemoceras noricum* and *Endemoceras regale* Zones of north Germany (see scheme E. KEMPER, 1976) and England (see scheme P. RAWSON et al., 1978). In all these three regions the correlate interval is situated between the *Acanthodiscus radiatus – Endemoceras ambligonium* Zone of the South of the USSR or *Endemoceras ambligonium* Zone of North Germany and England and Upper Hauterivian *Speetoniceras inversum – Subsaynella sayni* Zone of the South of the USSR or *Speetoniceras inversum* Zone of North Germany and England (table 1).

On the basis of the additional palaeontological and stratigraphical data the Upper Hauterivian of the south-eastern France was divided not into two (*S. sayni* and *P. angulicostata* by W. KILIAN, 1910) but into the three zones: 1) *Subsaynella sayni,* 2) *Plesiospitidiscus ligatus* and 3) *Pseudothurmannia angulicostata* (MOULLADE, 1966, MOULLADE and THIEULOY, 1967, THIEULOY, 1973).

In the other west European Mediterranian regions (Spain, Majorca, Bulgaria, Romania etc.), as well as in the South of the USSR the similar subdivision of the Upper Hauterivian is not possible.

As to the zonal correlation with the "standart" region, we can assume the data of the previous authors that *Speetoniceras inversum – Subsaynella sayni* Zone of the South of the USSR corresponds to the "standart" *Subsaynella sayni* Zone. On the other hand we consider that the next uppermost Hauterivian *Pseudothurmannia mortilleti – Craspedodiscus discofalcatus* Zone of the South of the USSR corresponds to the two "standart" *Plesiospitidiscus ligatus* and *Pseudothurmannia angulicostata* Zones (KAKABADZE, 1981). It is remarkable, that the leading species (in the "standart" region), such as *Plesiospitidiscus ligatus* D'ORB. is noted by V. L. EGOIAN from the uppermost Hauterivian of the north-western Caucasus together with the *Pseudothurmannia "angulicostata"* D'ORB., *Craspedodiscus discofalcatus* LAH., *Simbirskites decheni* LAH., etc., but unfortunatly the exact stratigraphical position of *P. ligatus* D'ORB. is not known.

As to zonal correlation of the Upper Hauterivian of the South of the USSR and some typical Boreal regions (North Germany, England, Volga region) first of all it must be noted that in the late Hauterivian the ammonite migration process, especially their progressing from north to south was rather intensified. The typical Boreal genera such as *Speetoniceras, Craspedodiscus* and *Simbirskites* were spread not only in the North Caucasus, but in the Transcaucasian regions as well. Thus, existance of the mixed ammonite fauna in the Upper Hauterivian of the South of the USSR (see above) allow to conclude the following: the lower *Speetoniceras inversum – Subsaynella sayni* Zone of the South of the USSR in all probability, corresponds to the two Upper Hauterivian *inversum* and *staffi* Zones of North Germany and to the *inversum* and *speetonesis* Zones of North.-East England, as well as to the *Speetoniceras versicolor-S. subinversum* and *S. speetonensis* Zones of the Volga region.

The uppermost Hauterivian *Pseudothurmannia mortilleti-Craspedodiscus discofalcatus* Zone of the South of the USSR comprises both Tethyan *(Pseudothurmannia (Pseudothurmannia) mortilleti* PICT. et LOR., *P. (P.) pseudomalbosi* SAR. et SCHÖND., *P. (P.) renevieri* SAR. et SCHÖND., *Crioceratites duvali* LEV. etc.) and Boreal *(Craspedodiscus discofalcatus* LAH., *Simbirskites kowalewskyi* M. PAVL., *S. umbonatus* LAH., *S. decheni* LAH. etc.) forms (species). It is remarkable that *Craspedodiscus discofalcatus* in the North Germany also is the index-species of the uppermost Hauterivian zone, where it occurs together with *S. kowalewskyi* M. PAVL.

In the Volga region the uppermost Hauterivian *Craspedodiscus discofalcatus-Speetoniceras decheni* Zone also contains (besides the mentioned index-species) the following species: common with the uppermost Hauterivian zone of the Caucasus *S. umbonatus* LAH., *C. speetonense* JOUNG. et BIRD., *C. phillips* NEUM. et UHL. etc.

Taking into account the mentioned data the correlation of the *Pseudothurmannia mortilleti-Craspedodiscus discofalcatus* Zone of the South of the USSR with the *Craspedodiscus discofalcatus-Speetoniceras decheni* of the Volga region, as well as with the two *Simbirskites (Craspedodiscus) gottschei* and *S. (Cr.) discofalcatus* Zones of North Germany is quite permissible (see table 1). The latter two zones, for their part, as it was shown by H. IMMEL (1979), correlates with the three uppermost Hauterivian zones: *Cr. gottschei, S. marginatus* and *Cr. variabilis* of England. As to the *Cr. variabilis* Zone of England, it (and the upper part of the German *Cr. discofalcatus* Zone) is suggested to be the lowest Barremian by E. KEMPER et al. (1981). This suggestion was based only on the occurrence at Speeton of *Crioceratites (Paracrioceras) spathi* at the base of the *Simbirskites variabilis* Zone. The noted species is not known outside of England and, as it is noted by E. KEMPER et al. (1981), it really shows the great resemblance with the *C. thiollieri* (AST.). As it has been lately proved the latter species appears not from the lowest Barremian, but from the late Hauterivian (see THOMEL, 1964, IMMEL, 1978). Taking into account these data we consider that till additional (supplementary) new palaeontological and stratigraphical information will be obtained the *S. variabilis* Zone of England (as well as the *C. discofalcatus* Zone of North Germany) must be left in the Upper Hauterivian (table 1).

BARREMIAN

When comparing the lower Barremian ammonite complexes of the South of the USSR and South-East of France it becomes evident that both of them are characterised by the flourishing of the following genera: *Holcodiscus, Pulchellia, Barremites, Hamulina* etc. Besides, there appear some new species of the following transitive genera: *Spitidiscus, Crioceratites, Acrioceras, Euphylloceras.*

Stage	Sub-stage	South-East France (KILIAN, 1910)	South-East France (BUSNARDO, 1965)		South of the USSR (this paper)		Northern Germany (KOENEN, 1908)	Northern Germany (KEMPER, 1976)	
BARREMIAN	UPPER	Cost. recticostatus	S. seranonis	L. puzosianum	T. turkmenicum-Math. ridzewskyi		C. aegoceras - C. bidentatum	UPPER	Par. bidentatum - Par. scalare
							C. rude		Sim. stolleyi
		Het. astierianum - M. yvani		Het. astieri	Het. astieri - I. favrei	Colch. securiformis	C. sparsicosta		"C." sparsicosta
						I. giraudi	C. pingue	MIDDLE	"A." innexum - Sim. pingue
							A. innexum		
							A. costellatum		
				Hem. feraudi	Hem. soulieri - ? S. seranonis		C. denckmanni		P. denckmanni
	LOWER	C. emerici - Pulch. compressissima	N. pulchella	Pulch. compressissima	Holc. caillaudi - C. emerici		C. elegans		P. elegans
				Holc. kiliani			C. fissicostatum	LOWER	"H." fissicostatum
							C. rarocinctum		"H." rarocinctum
							C. strombecki		

Table 2. Correlation of Barremian zonal schemes for the South of the USSR, South-East France and Northern Germany.

Existance in both region of the same leading species such as *Holcodiscus gastaldi* D'ORB., *H. caillaudi* D'ORB., *Spitidiscus seunesi* KIL., *S. fallacior* COQ., *Crioceratites emerici* LEV., *Silesites vulpes* COQ., *Pulchellia cf. compressissima* D'ORB., *P. galeata* BUCH. etc. allow to conclude that *Holcodiscus caillaudi-Crioceratites emerici* Zone of the South of the USSR corresponds to the *Crioceratites emerici-Pulchellia compressissima* Zone of south-east France in scheme by W. KILIAN (1910) or to the both subzones of the *Nicklesia pulchella* Zone (subzones: *Holcodiscus kiliani* and *Pulchellia compressissima)* in the scheme by R. BUSNARDO (1965) or to the *Emericiceras emerici* Zone in the scheme by M. MOULLADE (1966).

More complicated is the correlation of the Lower Barremian of Tethyan and Boreal regions. During the last 10 years this problem was rediscussed in many special papers (RAWSON, 1973, THIEULOY, 1973, IMMEL, 1979, KEMPER et al., 1981, KAKABADZE, 1981). It is remarkable that there is not a single same named Barremian zone in the areas under consideration and, hence, the detailed zonal correlation becomes extremely difficult. But, as it is presently proved (KAKABADZE, 1981), mainly by means of some representatives of *Crioceratitinae* the possibility exists of the mentioned zonal correlation. In the North-West Caucasus within the lower Barremian *Holcodiscus caillaudi* Zone ammonite complex the *Acrioceras (Hoplocrioceras) fissicostatum* (ROEM.) is mentioned by V. L. EGOIAN (1977) and in the upper part of the lower Barremian (namely in *Subpulchellia plana-Heinzia matura* Zone) of Georgia the *Paracrioceras cf. elegans* (KOEN.) was indicated (KAKABADZE, 1981). These species in the similar stratigraphical succession appear in the Barremian of north Germany; *A. (H.) fissicostatum* is the index-species of the third (from below) lower Barremian zone in the scheme by A. KOENEN (1908) or of the second zone in the scheme by E. KEMPER (1976). Unlike the A. KOENEN's scheme, E. KEMPER divides the Barremian not into two, but into three substages and the mentioned *fissicostatus* Zone crowns the Lower Barremian. The second noted species *Paracrioceras elegans* is also the index-species of the E. KOENEN's upper zone of the Lower Barremian or of the E. KEMPER's lowermost zone of Middle Barremian. These data allow to propose that the Lower Barremian *Holcodiscus caillaudi-Crioceratites emerici* Zone of the South of the USSR corresponds to the *Crioceratites strombecki, Crioceratites rarocinctus, Crioceratites, fissicostatus* and *Crioceratites elegans* Zones of A. KOENEN's (1908) scheme or "*Hoplocrioceras*" *rarocinctum*, "*Hoplocrioceras*" *fissicostatum* and *Paracrioceras elegans* Zones of E. KEMPER's (1976) scheme (table 2).

More complicated is the correlation problem of the Upper Barremian. As it is well known, in the "standart" Upper Barremian region there is only one *Silesites seranonis* Zone, with the three subzones *(Hemihoplites feraudi, Heteroceras astieri* and *Leptoceras puzosianum)* (BUSNARDO, 1965). As it was shown above, there is a more detailed Upper Barremian zonal scheme in the South of the USSR. The presence of *Paracrioceras barremense* KIL., *Hemihoplites (Hemihoplites) soulieri* (MATH.), *H. (H.) feraudianus* (D'ORB), *Audouliceras collignoni* (SARK.) and *Barremites strettostoma* MATH. at the base of the Upper Barremian of these comparable regions allow to conclude that the "standart" *Hemihoplites feraudi* subzone corresponds to the *Hemihoplites soulieri-?Silesites seranonis* Zone of the South of the USSR.

The second "standart" *Heteroceras astieri* Subzone correlates with the both subzones *(Imerites giraudi* and *Colchidites securiformis)* of the *Heteroceras astieri-Imerites favrei* Zone. As it was shown above, this level is characterised by the aboundance of *Heteroceratidae*, among which the *Heteroceras astieri* D'ORB., *H. bifurcatum* D'ORB., *Imerites giraudi* KIL., *I. favrei* ROUCH., *Colchidites emerici emerici* D'ORB., *C. Leenhardti* KIL. and *C. kakhadzei* ROUCH. are met in both regions.

The uppermost *Turkmeniceras turkmenicum-Matheronites ridzewskyi* Zone is correlated with the "standart" *Leptoceras puzosianum* Subzone taking into account their stratigraphical position.

As to the Upper Barremian correlation of the South of the USSR and North Germany, first of all it must be noted that the migration process of ammonite species continuated

mostly from the Boreal area southward and, hence, in the Upper Barremian of the South of the USSR there are some typical Boreal elements (mostly Ancyloceratids).

In the lowermost Upper Barremian zone of Western Georgia *(Hemihoplites soulieri-Paracrioceras barremense)* the two Boreal species – *Paracrioceras denkmanni* (Müller) and *P. stadtlaenderi* (Müller) were found (Kakabadze, 1981), and it is remarkable that in North Germany above the *Paracrioceras elegans* Zone namely *Paracrioceras denkmanni* Zone is established. On the same level the other mentioned species *P. stadlaenderi* (Müller) was also found.

The second Upper Barremian *Heteroceras astieri-Imerites favrei* Zone of the South of the USSR does not contain the typical Boreal elements and, hence, it is still impossible to establish its correlative horizon by the ammonite fauna; in this case their stratigraphical position is of primary importance (see table 2).

In contrast to the *Heteroceras astieri-Imerites favrei* Zone, the uppermost Barremian *Turkmeniceras turkmenicum-Matheronites ridzewskyi* Zone of the South of the USSR contains some Boreal ammonite species, namely: *Hemihoplites (Matheronites) brevispinus* (Koen.) and *H. (M.) trispinosus* (Koen.). As it is evident now, in North Germany they were collected from the *Crioceratites rude* Zone by A. Koenen (1908). Taking into account the mentioned palaeontological and stratigraphical data we can conditionally correlate *Turkmeniceras turkmenicum – Matheronites ridzewskyi* Zone of the South of the USSR with the two uppermost Barremian zones *(C. rude* und *C. aegoceras – C. bidentatum)* of North Germany (see table 2). In both regions immediately above these levels the first typical representatives of the Deshayesitidae appear, pointing out the beginning of the Lower Aptian Stage.

ACKNOWLEDGEMENTS

I am grateful to Prof. Dr. Jost Wiedmann for many fruitfull discussions and for giving me opportunity to examine the Lower Cretaceous ammonite collection from the various Museums of Germany during my research fellowship, which was supported through the Alexander von Humboldt Foundation.

REFERENCES

Bogdanova, T. N. (1971): The new Barremian ammonites of Turkmenistan. – Palaeont. Journ., **3:** 60–71 pp. (Russ.).

Busnardo, R. (1965): Le stratotype du Barrémien. Lithologie et macrofaune. – Mém. Bur. Rech. Géol. et Min., Colloque sur le Crétacé inferieur (Lyon, Septembre, 1963), **34:** 97–116.

Debelmas, J. et Thieuloy, J.-P. (1965): Rapports: la série néocomienne. Etage Hauterivien. – Mém. Bur. Rech. Géol. et Min., Colloque sur le Crétacé inferieur (Lyon, Septembre, 1963), **34:** 85–95.

Drushtchitz, V. V. (1960): The Lower Cretaceous deposites of the Crimea. – In: Atlas of the Lower Cretaceous fauna of the North Caucasua and Crimea. Gostoptekhizdat, Moscow, 53–74 (Russ.).

— — (1962): On the Lower Cretaceous subdivision. Bull. Moip, Geol. part, **1:** 154–155 (Russ).

— — et Mikhailova, I. A. (1966): The biostratigraphie of the Lower Cretaceous of the North Caucasus. – MGU, Moscow, 189 pp. (Russ.).

— — et Gorbatchic, T. N. (1979): Zonengliederung der Unteren Kreide der Südlichen UdSSR nach Ammoniten und Foraminiferen. Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, **6:** 108–116.

Egoian, V. L. (1968): Cretaceous System, Lower section. North-Western Caucasus. – In: Geology of the USSR, IX, North Caucasus, **1:** 132–244 (Russ.).

— — et Tkatshuk, G. A. (1965): On the stratigraphie of the Hauterivian of the North-Western Caucasus. Tr. KF VNII, **16:** 244–285 (Russ.).

Eristavi, M. S. (1952): The Georgian block in the Lower Cretaceous. Geol. Inst. Acad. Sci. Georgian SSR, Monogr., **6** (11): 210 pp., Tbilisi (Russ.).

— — (1964): Some questions of the biostratigraphie of the Lower Cretaceous deposites of the Alpine province. – Int. Geol. Congr., session XXII: 182–192 (Russ.).

Immel, H. (1979): Die Ammonitengliederung des Mediterranen und borealen Hauterive und Barreme unter besonderer Berücksichtigung heteromorpher Ammoniten der Gattung *Crioceratites* Leveille. – Newsl. Stratigr., 7 (3): 121–141.

Kakabadze, M. V. (1981): The Ancyloceratids of the south of the USSR and their stratigraphical significance. – Acad. Sci. Georgian SSR, Tr. new ser. **71:** 196 pp. (Russ.).

Khalilov, A. G. (1959): The Lower Cretaceous deposites of Azerbeidjan part of the Minor Caucasus. – Acad. Sci. Az. SSR, 255 pp., Baku (Russ.).

Kilian, W. (1910): Unterkreide (Palaeocretacicum). – In: Frech, F. (Hrsg.): Lethaea geognostica. Handbuch der Erdgeschichte, 398 pp., Stuttgart.

Kemper, E. (1976): Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete mit einem Abriß der emsländischen Unterkreide. – Das Bentheimer Land, **64:** 206 pp.

— — Rawson, P. F. et Thieuloy J.-P. (1981): Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of north-west Europe. – Palaeontology, **24,** (2): 251–311.

Koenen, A. (1908): Bemerkungen zur Gliederung der unteren Kreide. – Centralblatt Min., Geol., Pal., **1908,** 289–293, Stuttgart.

Kotetishvili, E. V. (1979): On the Biostratigraphie of the Upper Barremian deposites of Georgia. – Bull. Acad. Sci. Georgian SSR, **93,** 2: 390–392 (Russ.).

Luppov, N. P. (1952): The Lower Cretaceous of the north-western Caucasus and their fauna. – Tr. VNIGRI, **65:** 238 pp. (Russ.).

— — (1956): Some questions of the Lower Cretaceous stratigraphie of the southern regions of the USSR. In: Tr. All-Union Conference on the Unification of the stratigraphical schemes of the Mezozoic deposites of the Russion Platforme, p. 215–226, Leningrad (Russ.).

Mordvilko, T. A. (1960): The Lower Cretaceous deposites of the North Caucasus and Precaucasus. – Acad. Sci. USSR, **1:** 238, Moscow-Leningrad (Russ.).

— — (1962): The Lower Cretaceous deposites of the south-eastern regions of North Caucasus and Precaucasus. Acad. Sci. USSR, **2:** 294 pp., Moscow-Leningrad (Russ.).

Moullade, M. (1966): Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "fosse vocontienne". – Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, **15:** 369 pp.

— — et Thieuloy, J.-P. (1967): Nouvelle contribution a l'étude Biostratigraphique de l'Hauterivien Vocontien. Caracterisation et extension de la zone à *radiatus.* – C. R. Soc. Géol. France, 1967, **2:** 46–48.

Rawson, P. F. (1973): Lower Cretaceous (Ryazanian-Barremian) marine connections and Cephalopod migrations between the Tethyan and Boreal Realms. In: R. Casey and P. F. Rawson, The Boreal Lower Cretaceous (eds): p. 131–144.

— — Curry, D., Dilley, F. C., Hancok, J. M., Kennedy, W. J., Neale, J. W., Wood, C. J., Wassam, B. C. (1978): A Correlation of the Cretaceous Rocks in the British Isles. – Geol. Soc. Spec. Rep., Cretaceous, **9:** 70 pp., London-Edinburgh-Belfast.

RENNGARTEN, V. P. (1951): The palaeontological foundation of the Lower Cretaceous stratigraphie of the Great Caucasus. In Collection: "In memory of acad. A. D. ARKHANGELSKI", p. 36–64, Moscow (Russ.).

THIEULOY, J.-P. (1973): The occurence and distribution of Boreal Ammonites from the Neocomian of southeast France (Tethyan Province). In: CASEY R. and RAWSON P. F. (eds): The Boreal Lower Cretaceous, p. 289–302, Liverpool.

THOMEL, G. (1964): Contribution à la connaissance des Céphalopodes Crétacés du Sud-Est de la France. Note sur les Ammonites déroulées du Crétacé inférieur Vocontien. – Mém. Soc. Géol. France, nouv. sér., **43**, 101: 80 pp., Paris.

TOVBINA, S. Z. (1963): On the Upper Barremian Ammonites of Turkmenistan. – Tr. VSEGEI, new ser., **109**, 15: 89–119 (Russ.).

Zitteliana	**10**	509–514	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 - 9627

Barremian ammonite zonation in the Carpathian area

By

EMIL AVRAM*)

With 1 table

ABSTRACT

The Romanian rich ammonitic material collected from the Barremian stage interval allowed to propose a more detailed zonal scheme, as follows:

Lower Barremian:

1. *Pseudothurmannia picteti* zone (range zone), with *P. pseudomalbosi* and *P. belimelensis* only in its lower part and with *P. angulicostata* and *P. catulloi* in its upper part.
2. *Holcodiscus caillaudianus* zone (range zone), comprising two subzones:
   a) with *Pulchellia changarnieri*
   b) with *Pulchellia compressissima*,
   the latter having in its whole interval numerous *Leptoceras* and, at the top, a level with *Torcapella suessi.*

Upper Barremian

3. *Silesites seranonis* zone (partial range zone) with four subzones:
   a) with *Heinzia provincialis,* having a thin level with *Ancyloceras mojsisovici* in its upper part
   b) with "*Crioceratites*" ex gr. *barremense-orbignyi*
   c) with *Imerites giraudi* and *Eristavia dichotoma*
   d) unnamed, at the top of the Barremian interval (but having representatives of *Parancyloceras* ? sp. as the only possible index fossil).

The *Pseudothurmannia picteti* zone is considered to belong to the Barremian stage because its base is an important evolutionary threshold by the first apparition of the genera *Pseudothurmannia, Paraspiticeras* and *Psilotissotia.*

The Barremian-Aptian boundary is accepted to be at the level where, together with the last specimens of *Silesites seranonis,* the appearance of *Pseudohaploceras matheroni* and also of the first representatives of the genus *Neohibolites* was recorded.

KURZFASSUNG

Reiche Ammonitenfunde im Barreme Rumäniens erlauben den Vorschlag einer detaillierten Zonengliederung:

Unter-Barreme:

1. *Pseudothurmannia picteti* Zone (Range-Zone) mit *P. pseudomalbosi* und *P. belimelensis* nur im unteren Teil und mit *P. angulicostata* und *P. catulloi* im oberen Teil.
2. *Holcodiscus caillaudianus* Zone (Range-Zone), mit 2 Subzonen:
   a) mit *Pulchellia changarnieri;*
   b) mit *Pulchellia compressissima;*
   letztere enthält zahlreiche Vertreter von *Leptoceras* und im oberen Teil eine Lage mit *Torcapella suessi.*

Ober-Barreme:

3. *Silesites seranonis* Zone (Partial Range Zone) mit 4 Subzonen:
   a) mit *Heinzia provincialis,* im oberen Teil mit einer dünnen Lage mit *Ancyloceras mojsisovici;*
   b) mit "*Crioceratites*" ex gr. *barremense-orbignyi;*
   c) mit *Imerites giraudi* und *Eristavia dichotoma;*
   d) unbenannt, im obersten Teil des Barreme, mit Vertretern von *Parancyloceras?* sp. als den einzigen möglichen Indexfossilien.

Die *Pseudothurmannia picteti* Zone wird in die Barreme-Stufe gestellt, da sich im unteren Teil dieser Zone wichtige Entwicklungsschritte vollziehen durch das Ersterscheinen der Gattungen *Pseudothurmannia, Paraspiticeras* und *Psilotissotia.*

Die Grenze Barreme-Apt wird unter der Lage mit den letzten Formen von *Silesites seranonis,* dem Erscheinen von *Pseudohaploceras matheroni* und den ersten Vertretern der Gattung *Neohibolites* fixiert.

*) E. AVRAM, Institute of Geology and Geophysics, str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 78344, Romania.

INTRODUCTION

The Romanian outcrops of the Lower Cretaceous deposits are the richest in ammonites within the Barremian stage interval. The main fossiliferous areas at this level are already well known: Dîmbovicioara Couloir in the southern part of the East Carpathians and Svinitsa region, on the Danube, in Banat (SW Romania). Besides them, there are some others in the inner part of the Carpathian flysh: Prahova, Doftana and Tîrlung valleys, Baraolt Mts., etc., where the Barremian deposits offered also useful data for a discussion about the ammonite assemblages at various levels of this stage.

Some paleontological or biostratigraphical studies about the Barremian deposits from these regions are published: Tietze (1872), Simionescu (1898), Vadasz (1911), Kiss (1911), Oncescu (1943), Răileanu (1953), Stefănescu, Avram & Stefănescu (1965), Patrulius (1952, 1969), Kusko & Savu (1970), Patrulius & Avram (1976), Avram (1976, 1980); other ones are now in preparation.

These studies, especially the recent ones, allowed to propose a more detailed ammonite zonation of the Barremian stage, partly different from the others published in the last years (Busnardo, 1965; Dimitrova, 1966; Kotetishvili, 1970; Breskovski, 1973; Vermeulen, 1974; Drushchits & Gorbachik, 1978; Vašiček, 1979).

1. THE LOWER AND UPPER BOUNDARIES OF THE BARREMIAN STAGE

In spite of the general acception of the Hauterivian-Barremian boundary at the top of the *Pseudothurmannia* zone, there are some recent authors (Drushchits, 1960; Patrulius, 1969; Breskovski, 1973; Patrulius & Avram, 1976, Avram, 1976 and, partly, Lapeyre & Thomel, 1974) which include this zone in Barremian, thus coming back to the first deffinition of the stage (Coquand, 1861).

We consider also this point of view to be more acceptable, based on two facts:

1. The first apparition at this level of the genera *Pseudothurmannia*, *Psilotissotia* and *Paraspiticeras* (first representatives of the family Hemihoplitidae, Pulchelliidae and Douvilleiceratidae), then on a remarquable evolutionary threshold in the ammonite evolution.
2. The existence of the typical specimens of *Crioceratites emerici* Lév. (one of the first index fossils of the Lower Barremian) below the first beds with *Pseudothurmannia*.

It is to notice that the same association: *Pseudothurmannia – Paraspiticeras – Crioceratites emerici* was found in Bulgaria by Breskovski (1973) and that Lapeyre & Thomel (1974) recognised in the beds with *Pseudothurmannia angulicostata* (d'Orb.) also *Crioceratites emerici* and *Psilotissotia favrei* (Ooster).

The upper boundary of the Barremian stage is very difficult to establish in Romania because at this level the ammonitic assemblage is very poor. In these conditions we consider this boundary as in France (Busnardo, 1965; Fabre-Taxy et al., 1965; Moullade, 1966), immediately under the first level with *Pseudohaploceras matheroni* (d'Orb.) and *Procheloniceras* spp. Between this level and that with the first *Deshayesites* there is (as in France, too), a relatively thick sequence of strata wherein the only evolutionary feature is the first apparition of the genus *Neohibolites* (fide Patrulius & Avram, 1976).

2. THE BARREMIAN AMMONITE ZONATION IN ROMANIA

The here below proposed zonation is mainly based by the data obtained in Dîmbovicioara Couloir (Patrulius & Avram, 1976, revised) and Svinitsa region (Avram, 1976, revised), where the rich ammonite fauna was collected bed by bed through the whole Barremian set of deposits. Three zones, two of them devided into 2 and, respectively, 4 subzones were identified, as follows:

1. *Pseudothurmannia picteti* zone (range zone), in Svinitsa region characterised by a rich assemblage, has *Pseudothurmannia picteti* Sarkar within its whole interval, *Pseudothurmannia* cf. *pseudomalbosi* (Sar. & Schönd.) and *P.* cf. *belimelensis* Dimitrova only in its lower part, and *Pseudothurmannia* cf. *angulicostata* (d'Orb.), *P. catulloi* (Parona), *P. biassalensis* Dimitrova only in its upper part. In Dîmbovicioara Couloir we recognised *Pseudothurmannia* cf. *picteti*, *P.* aff. *mortilleti* (Pict. & Lor.) and *P. grandis* Busn., without any possibility for a subzonation. The other species of the zone are: *Hamulina astieriana* d'Orb., *H.* cf. *alpina* d'Orb., *Psilotissotia favrei* (Ooster), *Paraspiticeras guerinianum* (d'Orb.), *P. pachycyclum* (Uhlig), many *Phyllopachyceras* spp., *Protetragonites crebrisulcatus* (Uhlig), *Melchiorites* spp., etc. and, only at the base, *Acrioceras seringei* (Astier) and *Paraspinoceras pulcherrimum* (d'Orb.).

2. *Holcodiscus caillaudianus* zone (range zone) is comprising the largest part of the Lower Barremian and within its interval there are two subzones:

a) *Pulchellia changarnieri* subzone, with *Lytoceras puezanum* Haug, *Hamulina astieriana* , *H.* cf. *alpina*, *Crioceratites* ex gr. *emerici* Lev., *Spitidiscus vandeckii* (d'Orb.), *S. oosteri* (Sar. & Schönd.), *Holcodiscus caillaudianus* (d'Orb.), *Psilotissotia favrei* (its last apparition, only in Svinitsa), *Pulchellia changarnieri* Sayn, *Subpulchellia sauvageaui* (Herm.), *Nicklesia* aff. *karsteni* (Uhlig), *Silesites ?concretus* Kar.

b) *Pulchellia compressissima* subzone is comprising also *Holcodiscus caillaudianus* besides *Leptoceras* spp. (some new

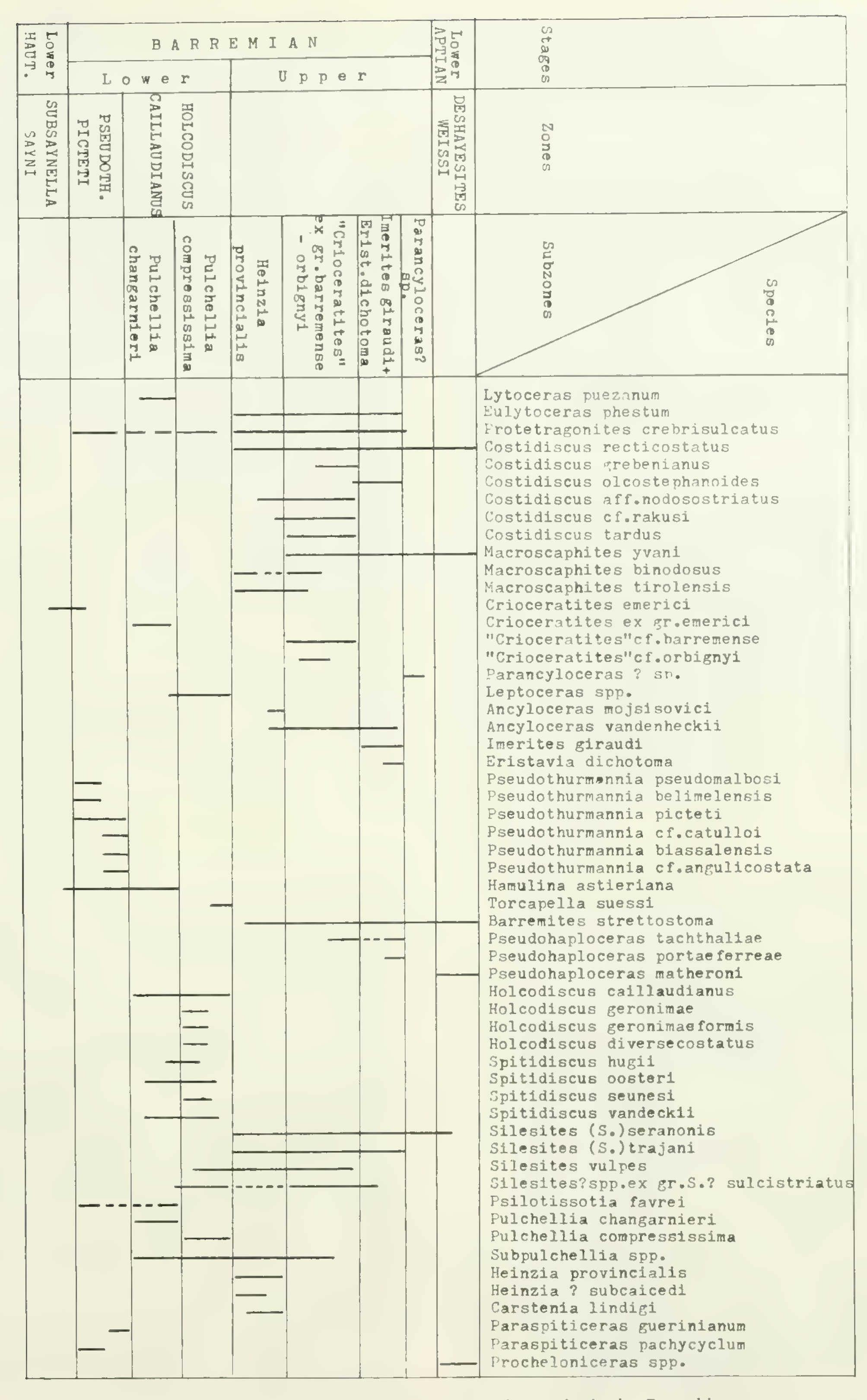


Table 1. Ranges of the main Barremian ammonite species in the Carpathian area.

species and *L. pumilum* Uhlig, *L. subtile* Uhlig), *Eoleptoceras (E.) wrighti* Man., *Hemibaculites* aff. *zaharievae* Man., *Anahamulina* cf. *subcylindrica* (d'Orb.), *A.* cf. *silesiaca* (Uhlig), *Dissimilites trinodosus* (d'Orb.), *Melchiorites* aff. *blayaci* (Kil.), *M. tenuicinctus* (Sar. & Schönd.), *M.* aff. *fallaciosus* (Kil.), *M. cassidoides* (Uhlig), *M. uhligi* (Haug), *M.* aff. *rumanum* (Kil.), *Holcodiscus perezianus* (d'Orb.), *H. geronimae* (Hermite), *H. geronimaeformis* Tzankov, *H. diversecostatus* (Coq.), *H.* cf. *gastaldinus* Uhlig (non d'Orb.), *H. ziczac* Kar., *Spitidiscus oosteri* (Sar. & Schönd.), *S. seunesi* (Kil.), *S.* cf. *vandeckii* (d'Orb.), *Silesites vulpes* (Coq.) which appears in this interval, *Silesites* ? ex gr. *sulcistriatus* Kar.-*tenuis* Kar., *Pulchellia compressissima* (d'Orb.), *Subpulchellia* sp. and *Phyllopachyceras* spp., *Hol-*

cophylloceras spp. *Lytoceras* spp., *Protetragonites crebrisulcatus* (Uhl.), etc. Near the top of this assemblage sequence of strata, in Dîmbovicioara Couloir is located a level with many specimens of *Torcapella suessi* (Sim.) (Patrulius & Avram, 1976).

3. *Silesites seranonis* zone (Partial range zone, because the index species occurs also above its top, in the beds with *Pseudohaploceras matheroni* (d'Orb.), *Procheloniceras* spp., *Neohibolites* spp. and even with *Deshayesites*). This zone is divisible in four subzones, as follows:

a) *Heinzia provincialis* subzone, characterised by the pulchelliids of the *Heinzia* group: *Heinzia provincialis* (d'Orb.), *H. galeatoides* (Karst.), *H.? subcaicedi* (Sayn), *H. (Carstenia) lindigi* (Karst.) and also by *Eulytoceras phestum* (Math.) (from the base), *Costidiscus recticostatus* (d'Orb.) (from the base), *C.* aff. *nodosostriatus* Uhlig, *Macroscaphites tirolensis* Uhlig, *Ancyloceras vandenheckii* Astier, *A. mojsisovici* Haug (in its upper part, only), *Anahamulina* cf. *subcylindrica* (d'Orb.), *A.* ? cf. *silesiaca* (Uhlig), *Barremites strettostoma* (Uhlig), *Melchiorites* aff. *nabdalsa* (Coq.), *Silesites (S.) seranonis* (d'Orb.) (from the base), *S. (S.) trajani* (Tietze), *S. vulpes* (Coq.) and, at the top, *Lithancylus* cf. *tirolensis* Casey, besides *Phyllopachyceras, Holcophylloceras, Protetragonites,* etc.

b) "*Crioceratites*" ex gr. *barremense-orbignyi* subzone, very well characterised in Svinitsa region contains *Costidiscus recticostatus* (d'Orb.), *C.* cf. *rakusi* Uhlig, *C. tardus* Avram, *C.* aff. *nodosostriatus* Uhlig, *C. grebenianus* (Tietze), *Macroscaphites yvani* (Puzos), *M. binodosus* Uhlig, *M. tirolensis* Uhlig, *Anahamulina boutini* (Coq.) Math., *A.* ? cf. *silesiaca* (Uhlig), *Ancyloceras vandenheckii* Ast., *Dissimilites trinodosus* (d'Orb.), "*Crioceratites*" cf. *barremense* (Kil.), "*C.*" cf. *orbignyi* (Math.), *Barremites strettostoma, Melchiorites* aff. *nabdalsa, M.* ex gr. *melchioris* (Tietze), *Pseudohaploceras tachthaliae* (Tietze), *Silesites (S.) seranonis, S. (S.) trajani, S. vulpes, S.* ? ex gr. *sulcistriatus-tenuis, Subpulchellia* sp. and also numerous *Phyllopachyceras, Holcophylloceras, Hypophylloceras* and *Lytoceras, Eulytoceras, Protetragonites.*

c) *Imerites giraudi* and *Eristavia dichotoma* subzone contains a relative homogenous assemblage in both the Svinitsa and Dîmbovicioara regions: *Costidiscus recticostatus, C. olcostephanoides* Uhlig, *Macroscaphites yvani, Anahamulina boutini, Dissimilites* sp., *Ancyloceras* cf. *vandenheckii, Imerites giraudi* (Kil.), *I. giraudi multicostatus* Tovbina, *Eristavia dichotoma* (Eristavi), *Argvethites* cf. *lashensis* Rouch., *Melchiorites* ex gr. *melchioris, Pseudohaploceras tachthaliae* (Tietze), *P. portaeferreae* (Tietze) and various *Phyllopachyceras, Holcophylloceras, Eulytoceras, Protetragonites,* etc.

d) The last sequence, some 10 m thick, situated at the top of the Upper Barremian offered a very poor ammonite assemblage, from which only *Parancyloceras* ? sp. is more interesting as a possible index species (a species with lateral view of "*Leptoceras*" *puzosianum* d'Orb. but with tabulate ventrum and ventrolateral small tubercles, like *Parancyloceras bidentatum* [v. Koenen]).

3. ZONAL ASSIGNEMENTS OF THE MOST FOSSILIFEROUS BARREMIAN

EAST CARPATHIAN FLYSH DEPOSITS

There are only three lithological units in the East Carpathian flysh which offered till now numerous ammonites of Barremian age: Comarnic formation and the lower member of the Piscu cu Brazi formation, in the southern part of the Carpathian Bend, and also the lower member of the Bistra formation, in the northern part of the Carpathian Bend.

The Comarnic formation (Mrazek, Popescu-Voitesti & Macovei, 1912, emend Murgeanu, 1934) is containing numerous Barremian ammonites in the Prahova, Doftana and Tîrlung valleys. Its lower member (Valea Muşiţei member – Avram, 1980) is comprising Upper Hauterivian and Lower Barremian ammonitic assemblages, the latter consisting in *Eoleptoceras (E.)* cf. *parvulum* (Uhlig), *Reboulites* aff. *gouxi* (Sayn), *Psilotissotia malladae* (Nicklès), etc., on the Doftana valley, and in *Lytoceras densifimbriatum* Uhlig, *Leptoceras* sp., *Eoleptoceras (E.)* cf. *parvulum* (Uhlig), *Karsteniceras* aff. *beyrichi* (Karst.), *Holcodiscus* sp. aff. *H. nicklesi* Kar., *Pulchellia* aff. *changarnieri* Sayn, *P. schlumbergeri* Nicklès, *Nicklesia* aff. *pulchella* (d'Orb.), *Melchiorites* ? cf. *compsense* (Kil.), on the Tîrlung valley (Avram, 1976, 1980). Almost all these species are characteristic of the upper subzone of the *Holcodiscus caillaudianus* zone; only *Psilotissotia malladae* and *Pulchellia* aff. *changarnieri* are arguments for the presence of its lower subzone.

The upper member of the Comarnic formation (Plaiul Sirnei member – Avram, 1980) contains in its lowermost level, which is lithologicaly very characteristic, an ammonitic assemblage proper to the last subzone of the Lower Barremian: *Karsteniceras beyrichi, Anahamulina fumisugia* (Hoh.) Uhlig, *Barremites difficilis* (d'Orb.), *Silesites vulpes* (Coq.), *Pulchellia* cf. *compressissima* (d.'Orb.), *P. schlumbergeri,* etc., in the Prahova valley (Ştefănescu, Avram & Ştefănescu, 1965; Patrulius, 1969) and *Karsteniceras* aff. *beyrichi, Moutoniceras* sp., *Dissimilites dissimilis* (d'Orb.), *Holcodiscus* sp., *Silesites* cf. *vulpes, Pulchellia multicostata* (Riedel), *Subpulchellia sauvageaui* (Hermite), in the Doftana valley (Avram, 1976, 1980).

The same level, with marly calcareous shalles, offered a transitional assemblage between Lower and Upper Barremian ammonite assemblages, on the watershad between Ialomitsa and Prahova valleys: *Eulytoceras phestum* (Math.), *E. raricinctum* (Uhlig), *Leptoceras subtile* Uhlig, *Anahamulina* sp. ex gr. *A. fumisugia* (Hoh.) Uhlig, *Ptychoceras* sp., *Acrioceras* sp., *Barremites difficilis* (d'Orb.) (Patrulius, 1952, 1969) and *Macroscaphites binodosus* Uhlig (Ştefănescu, Avram & Ştefănescu, 1965).

Upper Barremian ammonites of the same member are rare and do not permit to identify their zonal assignement: *Holcophylloceras guettardi* (Rasp.), *Macroscaphites yvani* (Puzos),

in the Ialomitsa and Prahova valleys (Stefănescu, Avram & Stefănescu, 1965; Patrulius, 1969), *Acrioceras silesiacum* (Uhlig), *A.* cf. *karsteni* (Hoh.) Uhlig and *Pseudohaploceras* sp. aff. *P. liptoviense* (Uhlig) in the Doftana valley (Avram, 1976, 1980).

The lower part of the Piscu cu Brazi formation: Purcăreni member (Gräf, 1969, 1975, emend Avram, 1980) from the Tîrlungu basin is also comprising some rich Barremian ammonitic faunas: *Leptoceras pumilum* Uhlig, *L. subtile* Uhlig, *Karsteniceras* aff. *beyrichi*, *Holcodiscus caillaudianus* (d'Orb.), *H. perezianus* (d'Orb.), *H. gastaldinus* Uhlig (non d'Orb.), *Silesites* cf. *vulpes*, in the northern part of the Tîrlungu basin; *Barremites* aff. *subdifficilis* (Kar.), *Pseudohaploceras* sp. aff. *P. douvillei* (Fallot), *Silesites seranonis* (d'Orb.) on the watershad between Doftana and Tîrlungu bassins. The former assemblage shows the last subzone of the Lower Barremian; the later belongs to the Upper Barremian, without any possibility for a subzonal integration.

The "flyshoid horizon" (Kusko & Savu, 1970) of the Bistra formation (Macovei & Atanasiu, 1934) offered in the Baraolt Mts. a very rich ammonite fauna, identified for the first time by Vadasz (1911) and Kiss (1911). This fauna, strictly located in the *Pulchellia compressissima* subzone is consisting of: *Leptoceras subtile, L. pumilum, L.* cf. *barnaense* (Rieber), *Eoleptoceras (E.)* aff. *fragile* (Uhlig), *Anahamulina* aff. *hoheneggeri* (Uhlig), *Acrioceras* sp. aff. *A. tabarelli* (Astier), *Crioceratites* aff. *emerici* Lev., *Barremites* cf. *difficilis*, *Melchiorites* sp. aff. *M. tenuicinctus* (Sar. & Schönd.), *Holcodiscus* cf. *caillaudianus*, *H. gastaldinus*, *H. irregularis* Tzankov, *H.* aff. *nodosus* Kar., *Spitidiscus hugii* (Ooster), *S.* cf. *oosteri* (Sar. & Schönd.), *S. andrussowi* (Kar.), *Silesites* sp. ex gr. *S. vulpes*, *Silesites* ? sp. aff. *S.* ? *sulcistriatus* Kar.-*S.* ? *tenuis* Kar., *Pulchellia compressissima* (d'Orb.), *Subpulchellia sauvageaui* (Hermite), besides *Phyllopachyceras* spp., *Holcophylloceras* sp., *Protetragonites* sp., etc. It is remarquable also, the presence in this assemblage of some specimens of *Paraspinoceras* (?) with a very thin ribbing of the proversum, reminding *Paraspinoceras pulcherrimum* (d'Orb.) (Avram & Kusko, 1982). The upper part of the same formation offered till now only a few Upper Barremian-Lower Aptian species: *Ptychoceras puzosianum* d'Orb., *Macroscaphites yvani* (Puzos), unsufficient for the zonal record of its level of prelevation (Macovei, 1954; Avram & Kusko, 1982).

As a conclusion of the above inventory, it is necessary to emphasise that the ammonite assemblages from the Barremian flysh deposits are rich only at the level of *Pulchellia compressissima* subzone, at the top of the Lower Barremian. This is the level where, above the lower member of the Comarnic formation there were some regional changes in the lithology of the Barremian deposits: from the upper member of the Comarnic formation northward, to the lower member of the Piscu cu Brazi formation and to the lower member of the Bistra formation.

REFERENCES

Avram, E. (1976a): Les fossiles du flysch éocrétacé et des calcaires tithoniques des hautes vallées de la Doftana et du Tîrlung (Carpates Orientales). – Mém. Inst. Géol. Géophys., **24**, 5–74, Bucarest.

— — (1976b): La succession des dépôts tithoniques supérieurs et crétacés inférieurs de la région de Sviniţa (Banat). – D. S. Inst. Geol. Geof., **62**/4, 53–73, Bucureşti.

— — (1980): Stratigraphie de la région du Col de Predeluş. – An. Inst. Geol. Geof., **54**, 5–152, Bucureşti.

— — & Kusko, M. (1982): Lower Cretaceous Cephalopods from the central and southern part of the Baraolt Mts (East Carpathians). – In press.

Breskovski, S. (1973): Particularités asynchrones dans l'évolution de la faune du Barrémien inférieur en Bulgarie. – C. R. Acad. Sc. Bulg., **26**/2, 263–265, Sofia.

Busnardo, R. (1965): Le stratotype du Barrémien. – In: Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon 1963. Mém. Bur. rech. géol. min., **34**, 161–169, Paris.

Dimitrova, N. (1967): Les fossiles de Bulgarie, IV. Crétacé inférieur, Céphalopoda (Nautiloidea et Ammonoidea). – 236 p., Sofia.

Drushchits, V. V. (1960): Ammonity (Chast' I). – In V. V. Menner (ed.): Atlas nizhnemelovoj fauny severnogo Kavkaza i Kryma. 249–308, Moskva.

— — & Gorbachik, T. N. (1979): Zonengliederung der unteren Kreide der südlichen UdSSR nach Ammoniten und Foraminiferen. – In: Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, **6**, 107–116, Stuttgart.

Fabre-Taxy, S.; Moullade, M. & Thomel, G. (1965): Le Bédoulien dans sa région type, la Bédoule-Cassis (B. du R.). – In: Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon 1963. Mém. Bur. rech. géol. min., **34**, 173–199, Paris.

Gräf, I. (1969): Prezenta unui orizont sincron cu stratele de Comarnic în regiunea Zizin-Purcăreni. – Rev. Petr. Gaze, **20**/2, 71–74, Bucuresti.

— — (1975) Studiul geologic al flişului cretacic din regiunea Zizin-Vama Buzăului. – An. Inst. Geol. Geof., **44**, 3–123, Bucuresti.

Kiss, E. (1911): A baróti hegi ség kretakori képzödmenyei (Die Kreidebildungen des Baroter Gebirges). – Zözl. a Koloszvari m. Kir. Tud. Egyeten Asvány és Földt. Inst. Böl., Cluj.

Kotetishvili, E. V. (1970): Stratigrafiya i fauna kolkhiditovogo i smejnych gorizontov zapadnoy Gruzij. – Trudy Ak. N. Gruzijskoi SSR, NS, 25, 117 p., Tbilisi.

Kusko, M. & Savu, M. (1970): Barremianul inferior din Munţii Baraoltului. – D. S. Inst. Geol., LV, 4, 69–78, Bucuresti.

Lapeyre, J.-F. & Thomel, G. (1974) Considérations sur la valeur et la situation stratigraphique précise de la zone à Angulicostata (Neocomien). – C. R. Acad. Sc. Paris, **278**, série D, 2889–2892, Paris.

Macovei, G. & Atanasiu, I. (1934): L'évolution géologique de la Roumanie, Crétacé. – An. Inst. Géol. Roum., **16**, 63–280, Bucarest.

— — (1954): Geologie stratigrafică. – 565 p., Bucuresti.

Moullade, M. (1966): Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la «fosse vocontienne». – Doc. Lab. géol. Fac. Sc. Lyon, **15**, 369 p., Lyon.

Mrazek, L.; Popescu-Voitesti, I. & Macovei, G. (1912): Sur l'âge des couches de Comarnic. – D. S. Inst. Géol. Roum. **3**, 79–82, Bucarest.

Murgeanu, G. (1934): La Nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Tesila (Prahova). – An. Inst. Géol. Roum. **16**, 281–326, Bucarest.

Oncescu, N. (1943): Région de Piatra Craiului-Bucegi – étude géologique. – An. Inst. Géol. Roum. **22**, 1–124, Bucarest.

Patrulius, D. (1952): Notă asupra stratigrafiei Masivului Bucegi (versantul de E.). – D. S. Com. Geol., **36**, 195–201, Bucuresti.

— — (1969): Geologia Masivului Bucegi şi a Culoarului Dîmbovicioara. – 321 p., Bucuresti.

— — & Avram E. (1976): Stratigraphie et corrélation des terrains néocomiens et barrémo-bédouliens du Couloir de Dîmbovicioara (Carpates Orientales). – D. S. Inst. Geol. Geof., **62**/4, 135–160, Bucureşti.

Răileanu, G. (1953): Cercetări geologice în reguinea Sviniţa-Faţa Mare Bul. St. Acad. R. P. R., Sect. St. Biol., Agronomice, Geol.-Geogr., **5**/2, 307–409, Bucureşti.

Simionescu, I. (1898): Studii geologice şi paleontologice din Carpaţii Sudici. I. Studii geologice asupra bazinului Dîmbovicioarei; II. Fauna neocomiană din bazinul Dîmbovicioarei. – Publ. fondului V. Adamachi, **2**, 5–111, Bucureşti.

Stefănescu, M.; Avram, E. & Stefănescu, Marina (1965): Contributii la cunoaşterea faunelor fosile dintre valea Teleajenului şi valea Ialomitei. – Acad. R. S. R., Stud. Cerc. geol., geof., geogr., ser. geol., **10**/2, 347–354, Bucuresti.

Tietze, E. (1872): Geologische und paläontologische Mittheilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgsstockes. Jb. k. k. geol. Reichsanst., **22**, 35–142, Wien.

Vadász, E. (1911): Petrefacten der Barrême Stufe aus Erdély (Siebenbürgen). – Centralblatt f. Mineral. Geol. Paläont., Jg. **1911**, 189–192, Stuttgart.

Vašíček, Z. (1979): Die Cephalopoden der schlesischen Unterkreide und ihre paläontologische Bedeutung. – In: Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, **6**, 323–334, Stuttgart.

Vermeulen, J. (1974): Sur une biostratigraphie homophylétique basée sur la famille des Pulchelliidae. – C. R. Acad. Sc. Paris, 278, série D, 2885–2887, Paris.

Zitteliana	**10**	515–529	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

The biostratigraphy of Upper Albian – Lower Cenomanian *Aucellina* in Europe

By

ADRIAN A. MORTER & CHRISTOPHER J. WOOD*)

With 3 text figures and 2 plates

ABSTRACT

Upper Albian – Lower Cenomanian representatives of the bivalve genus *Aucellina* in cored boreholes were studied in eastern and southern England. Within the complex of taxa conventionally grouped under the invalid name *A. gryphaeoides* (J. de C. SOWERBY *non* SEDGWICK), two morphotypes/evolutionary lineages can be distinguished, analogous to the *pachti – cardissoides* "pairs" in the inoceramid *Sphenoceramus*. The *gryphaeoides* morphotype includes *A. gryphaeoides* s. s. and sensu POMPECKJ, *A. coquandiana* (D'ORBIGNY) and *Paraucellina krasnopolskii*. The *uerpmanni* morphotype includes *A. gryphaeoides* sensu WOLLEMANN and *A. uerpmanni* POLUTOFF, the latter being identified as the right valve of the former taxon. *Paraucellina* is shown to be a junior synonym of *Aucellina*. A neotype for *A. gryphaeoides*, the type species of the genus *Aucellina* is proposed, and the age of its *stratum typicum*, the Cambridge Greensand, is discussed. Modifications of left valve shell ornament are shown to be of biostratigraphical use, as is the progressive tendency for the right valve umbo to become inflated. The biostratigraphy of *Aucellina* is reviewed in the context of nannofossil, foraminiferal and ostracod zonation, and tentative correlations are made between successions in England, north Germany and Poland.

KURZFASSUNG

Aus Kernbohrungen des östlichen und südlichen Englands stammende Vertreter der Muschelgattung *Aucellina* werden aus dem Zeitabschnitt Ober-Alb bis Unter-Cenoman untersucht. Innerhalb eines Formenkreises der bisher mit den nicht gültigen Namen *A. gryphaeoides* (J. de C. SOWERBY *non* SEDGWICK) belegt wird, können zwei Morphotypen bzw. Entwicklungslinien unterschieden werden, analog den beiden Arten *pachti* und *cardissoides* bei der zu der Inoceramidae zählender Gattung *Sphenoceramus*. Der *gryphaeoides* Morphotyp umfaßt *A. gryphaeoides* s. s. und sensu POMPECKJ, *A. coquandiana* (D'ORBIGNY) und *Paraucellina krasnopolskii* PAVLOV. Der *uerpmanni* Morphotyp schließt *A. gryphaeoides* sensu WOLLEMANN und *A. uerpmanni* POLUTOFF ein. *A. uerpmanni* POLUTOFF wird als rechte Klappe von *A. gryphaeoides* sensu WOLLEMANN angesprochen. *Paraucellina* ist ein jüngeres Synonym von *Aucellina*. Für *A. gryphaeoides*, die Typusart der Gattung *Aucellina*, wird ein Neotyp vorgeschlagen; das Alter des Stratum typicum, der Cambridge Greensand, wird diskutiert. Veränderungen der Ornamente der linken Klappe sind von biostratigraphischer Bedeutung genauso wie die fortschreitende Wölbung des Wirbels der rechten Klappe. Die biostratigraphische Reichweite von *Aucellina* wird in Zusammenhang mit den Nannofossil-, Foraminiferen- und Ostrakoden-Zonierungen überarbeitet, ferner wird der Versuch unternommen, die Abfolgen in England, N.-Deutschland und Polen zu korrelieren.

*) A. A. MORTER, C. J. WOOD, Palaeontology Unit, Institute of Geological Sciences, Exhibition Road, London SW7 2DE, England. Published by permission of the Director, Institute of Geological Sciences (NERC).

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper could not have been written without the readiness of the curators of the following museums and research institutes to allow us access to *Aucellina* material in their care, particularly type and figured specimens: British Museum (Natural History), London; Sedgwick Museum, Cambridge; St. Albans City Museum; Muséum d'Histoire naturelle, Paris; Muséum d'Histoire naturelle, Geneva; Musée geologique de Lausanne; Museum für Naturkunde der Humboldt-Universität zu Berlin; Geologisch-Paläont. Institut der Universität Hamburg; and the Bayerische Staatssammlung, Munich. To our IGS colleagues notably Dr. A. W. MEDD for nannofossil determinations and Mr. I. P. WILKINSON for work on ostracod biostratigraphy. We have benefitted considerably from discussion with col-

leagues in the BM(NH), notably R. CLEEVELY and Dr. N. MORRIS who searched for the missing syntypes of *Aucellina gryphaeoides;* Dr. H. G. OWEN, who placed at our disposal unpublished information on the Gault of Folkestone and was a continuing source of encouragement throughout; and E. F. OWEN, who kindly arranged to have the SEM photographs taken by the SEM unit of the BM(NH). Dr. E. KEMPER of the Bundesanstalt für Rohstoffe, Hannover, made available the text of his *Aucellina* paper in advance of publication and provided advice on the Bemeroder-Schichten, and the whereabouts of WOLLEMANN's *Aucellina* material. Dr. J. MUTTERLOSE, Technische Universität, Hannover, read the final text and contributed the German Zusammenfassung. Figs 1 and 2 were drawn by the Drawing Office, Institute of Geological Sciences, the photographs were taken by the Photographic Unit, IGS, and the paper is published by permission of the Director. To all these people we would like to express our gratitude.

1. INTRODUCTION

The bivalve *Aucellina* is an important component of Aptian and basal Albian faunas throughout Europe, at many horizons occurring in flood abundance to the virtual exclusion of inoceramids. These early Cretaceous *Aucellina* include a large number of species, which have been extensively reviewed (e. g. PAVLOV 1907, SOKOLOV 1923), most recently by KEMPER (in press). After occurring in profusion in the basal part of the Lower Albian *Leymeriella tardefurcata* Zone, notably around Hannover, *Aucellina* disappears in the highest part of the zone (KEMPER, ibid), and there are no unequivocal records known to us from the *Douvilleiceras mammillatum* Zone, or from the Middle Albian. This considerable gap in the *Aucellina* record (and evolutionary history) appears to correspond to a period of high-diversity ammonite-rich faunas, and in particular to the range of the thin-shelled and morphologically analogous inoceramid *Birostrina*. With the disappearance of *Birostrina* in European successions in the *Hysteroceras varicosum* Subzone of the Upper Albian *Mortoniceras inflatum* Zone, *Aucellina* reappears at or near the base of the succeeding *Callihoplites auritus* Subzone, occurring in flood abundance in the lower part of the *Stoliczkaia dispar* Zone, and continuing into the basal part of the Cenomanian. *Aucellina* appears to die out towards the top of the *Neostlingoceras carcitanense* Zone, shortly before the point at which *Inoceramus crippsi* MANTELL enters, locally in flood abundance, at the base of the succeeding *Mantelliceras saxbii* Zone. It is noteworthy that these *Aucellina*-rich uppermost Albian and basal Cenomanian Gault and Chalk successions are characterised by low diversity faunas in which both ammonites and inoceramids are very poorly represented, particularly in the *dispar* Zone where only rare small very thin-shelled inoceramids tentatively assigned to *I. serotinus* PERGAMENT are present. *Aucellina* and inoceramids also appear to be mutually exclusive in Upper Albian successions in New Zealand and Australia (e. g. SPEDEN 1975; RAINE et al 1981).

The Upper Albian – Cenomanian *Aucellina* are usually known by the invalid name *A.* [Avicula] gryphaeoides (J. de C. SOWERBY) *in* FITTON, 1836, *non Avicula gryphaeoides* SEDGWICK, 1829, (= *Pseudomonotis speluncaria* (SCHLOTHEIM), a Permian bivalve). More recently, and particularly since the publication of the Treatise (1969), the name *Aucellina* [Inoceramus] coquandiana, (D'ORBIGNY), 1845, has tended to be used as a junior synonym of the invalid earlier name. The correctness of this assumed synonymy is examined below. *A. gryphaeoides* is the type species of the genus *Aucellina,* by subsequent designation (MARWICK 1939), the original author (POMPECKJ 1901) having proposed two type species, *A. aptiensis* (D'ORBIGNY) and *A. gryphaeoides. A. gryphaeoides* has been widely interpreted by Continental workers, the name being applied uncritically to almost any *Aucellina* of appropriate (Late Albian – Cenomanian) age, to such an extent that two quite distinct morphotypes have been unwittingly figured, e. g. by POMPECKJ (ibid) and by WOLLEMANN (1902) respectively. In addition to this complex of forms included in *A. gryphaeoides,* a number of other taxa have been described from Upper Albian – Cenomanian successions in Europe, such as *A. uerpmanni* POLUTOFF, 1933 from Poland and the Russian species *A. krasnopolskii* (PAVLOV), the type species of the genus *Paraucellina* PAVLOV, 1907.

The present paper describes an investigation of Albian – Cenomanian *Aucellina* in cored borehole and outcrop successions in southern and eastern England, as a result of which it has proved possible (1) to rationalise the present plethora of names and concepts applied, (2) to demonstrate the detailed biostratigraphy of the lineage/lineages represented in the context of macrofossil and microfossil zonation, (3) to demonstrate stratigraphically significant changes in ornament, which can be used in long-range correlation to distinguish between Albian and Cenomanian successions.

2. COMMENTARY ON RELEVANT ALBIAN – CENOMANIAN AUCELLINA TAXA

2.1 The type concept of *Aucellina gryphaeoides* (J. de C. SOWERBY)

J. de C. SOWERBY (*in* FITTON 1836), in describing *Avicula gryphaeoides,* figured (Pl. 11) two specimens from his own collection, neither of which can be found in the SOWERBY Collection in the BM(NH). The original of figure 3a is a phosphatised left valve steinkern with some shell attached from the Cambridge Greensand at the base of the Chalk in the Cambridge area; a MS note with the original drawings (preserved in IGS archives), states that "better specimens are in the Geol. Society's Museum". This group of specimens (GSa 2326–2332) now in IGS, includes a steinkern (GSa 2329) with some residual shell in the umbonal region that is particularly well preserved, and comparable with the specimen figured: see this paper, Pl. 1, Fig. 7. Fig. 3b depicts a right valve (shell)

of a possibly unrelated form from the Upper Albian (presumed *dispar* Zone) greensand of Nurstead, Sussex.

The missing original of figure 3a was described as the typical form of the species by Sokolov (1923), but he did not formally designate it as lectotype. The topotype steinkern GSa 2329 in the IGS Geol. Soc. Coll. has a shell characterised by fine, close-set incised striae in the umbonal region, an ornament type described subsequently as "striate". A comparable type of ornament is exhibited by a group of well preserved bivalved shelled topotypes in the Sedgwick Museum, Cambridge, including the specimens figured by Woods (1905); the best of these, and possibly the best specimen yet known, SM B 21972 (Woods Pl. 10, fig. 6; this paper Pl. 1, fig. 5), is herein selected as neotype of *A. gryphaeoides*, in the absence of Sowerby's original specimen, and in view of the fact that Sowerby gave only an inadequate MS indication of the availability of potential syntypic material.

It must be emphasised, as discussed subsequently, that the exact horizon and age of the neotype, as with any fossil from the complex sedimentary unit comprising the Cambridge Greensand, can never be known. It is not even certain whether the neotype is to be attributed to the *dispar* Zone at the top of the Albian or to the basal part of the Cenomanian *carcitanense* Zone, but it is unlikely to be older than this, to judge from the type of ornament.

2.2 *A. coquandiana* (d'Orbigny), 1846.

D'Orbigny described his *Inoceramus coquandianus* from a single bivalved phosphatised steinkern with some shell preserved on the left valve umbo. This specimen, in the Muséum d'Histoire Naturelle, Paris, came from an unspecified horizon in the Albian of Escragnolles (Var) France [Clar in d'Orbigny (1850)], and exhibits a style of preservation and ornament type comparable with *A. gryphaeoides* from the Cambridge Greensand. It cannot, however, be matched with any Cambridge Greensand specimen with this ornament type, differing particularly in the narrow right valve with its straight posterior margin and less inflated umbonal region. The assumed identity of *A. coquandiana* and *A. gryphaeoides* is open to question, and it is possible that the former is a related form of the *gryphaeoides* group, characteristic of southern European successions, and not necessarily of uppermost Albian – basal Cenomanian provenance.

2.3 Pictet & Campiche (1868–71), Pl. 160, figured *Aucellina* assumed to be conspecific with *A. coquandiana* from St. Croix (figs 9a–c) and Yberg (figs 10a–d), Switzerland, these specimens being preserved in the Musée geologique de Lausanne and the Muséum d'Histoire naturelle, Geneva, respectively. The original of fig. 9 is a brown phosphatised bivalve steinkern from the Vracconien, or possibly from the base of the overlying Cenomanian, and is closer to the type of *A. coquandiana* from Escragnolles, particularly in respect of its narrow right valve, than it is to any presumably coeval Cambridge Greensand specimens. The original of fig. 10 is an unrelated *Aucellina* preserved in porous black phosphate probably conspecific with *A. maxima* Wollemann, and thus of early Albian age.

2.4 Pompeckj (1901) was unaware that *A. gryphaeoides* (J. de C. Sowerby) was pre-occupied but considered that *A. coquandiana* was probably conspecific. Under *A. gryphaeoides*, he figured (ibid., pl. 16, figs 6a–c) a phosphatised steinkern from the "Lower Tourtia" of Langenberg bei Westerhausen (Harz), supposedly comparable with Sowerby's Cambridge Greensand original. This relatively well preserved specimen (preserved in the Humboldt Museum für Naturkunde, East Berlin) has been examined by CJW, and proves to possess a relatively flat right valve umbonal region with a small anterior ear and a moderately straight posterior margin: it is thus distinct from *A. gryphaeoides* s. s. and may be more closely related to *A. coquandiana*. Pompeckj also figured some small right valves with a well developed anterior ear from the "Tourtia" of Lüneburg.

In addition, he established the species *A. sanctiquirini* from some specimens (preserved in the Bayerische Staatssammlung, Munich) from the glauconitic Gault-Sandstein of St. Quirin on the Tegernsee, Bavaria, which he considered to be closely related, but to differ in several characters, notably the flatter, narrower right valve and the more massive left valve umbo; also the smaller anterior ear of the right valve and the shorter ligament surface of the left valve. We believe that *A. sanctiquirini* is more closely related to the group including *A. maxima* than to the *A. gryphaeoides* group, and could well be of early Albian age.

2.5 Wollemann (1902) also figured what he considered to be *A. gryphaeoides* from the Cenomanian Tourtia of Lüneburg, but one of his figures shows a very different morphotype from that figured by Pompeckj. Wollemann's Pl. 3, fig. 2a depicts a relatively thick-shelled left valve with a marked posterior sulcus, and a shell exhibiting overlapping scale-like growth laminae which extend from the anterior to the posterior margin; the umbonal region of the shell displays a pronounced reticulate ornament resulting from the intersection of radial ribs with the concentric elements. To judge from material in the Wroost collection, Universität Hamburg, this morphotype is particularly well represented in the Tourtia. The second figure (fig. 3) shows a bivalved juvenile with equally developed anterior and posterior ears, of which the anterior was inclined downwards relative to the hinge line.

2.6 Pavlov (1907) described the species *krasnopolskii* for small shelled left valves from greensands and phosphorites of presumed Cenomanian age exposed in the banks of the River Neroutch, and made it the type species of the new genus *Paraucellina*. *Paraucellina* is characterised by a well-developed protuberant anterior ear (in the left valve) which greatly exceeds the dimensions of the weakly developed posterior ear. Pavlov drew attention to variation in his new species, noting that some, e. g. Pl. 6, figs 30, 40, were markedly oblique elongate, whereas others, e. g. fig. 41, were smaller and more nearly equidimensional. The specimen in fig. 40, refigured in the Treatise as *P. krasnopolskii*, closely matches the small specimen figured by Wollemann (ibid., fig. 3a–d) in particular in the possession of a downturned anterior ear, and a clearly defined anterior ear. This specimen is in fact probably a juvenile stage of the form in fig. 39, which Sokolov (1923) subsequently called the typical form of the species, and differs fundamentally from the erect equidimensional form in fig. 41 (excluded from the type concept by Sokolov), which is characterised by a horizontal anterior ear and the absence of a posterior ear.

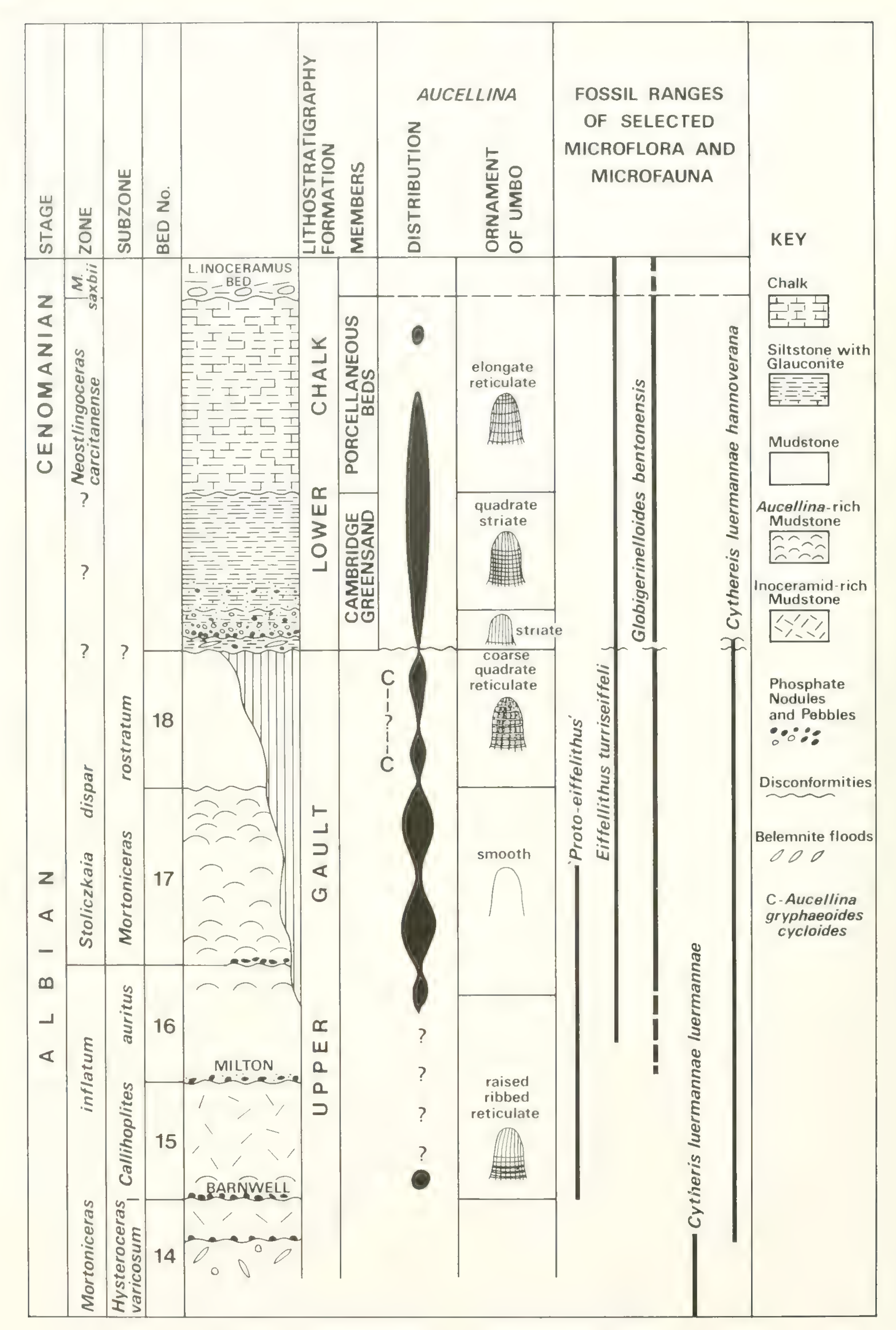


Fig. 1. The biostratigraphy of the succession in eastern England.

2.7 POLUTOFF (1933) erected the new species *uerpmanni* and a new variety of *A. gryphaeoides (A. g. cycloides)* from the uppermost Albian of the Sieletz borehole (Poland). *A. uerpmanni* was described from right valves only, which were characterised by their disproportionally large anterior ear compared with that of *gryphaeoides* of comparable size, e. g. as figured by POMPECKJ (fig. 3) from the Tourtia of Lüneburg. POLUTOFF was unable to identify any left valves that he could associate with his new species, but mentioned the presence of specimens comparable with *A. quaasi* WOLLEMANN. *A. gryphaeoides cycloides* was described from two incomplete right valves of unusually large dimensions (fig. 1), one an external mould with some shell adhering, the other upside down in the matrix.

3. STRATIGRAPHY

This study of the *Aucellina gryphaeoides* complex is based on several cored boreholes through unusually *Aucellina*-rich Upper Gault and basal Lower Chalk successions in eastern England, supplemented by data from Albian – Cenomanian Red Chalk outcrop successions at Hunstanton and Speeton, and from the Gault – Lower Chalk of the Channel Tunnel No. 1 (Aycliff) Borehole near Dover.

3.1 Eastern England

GALLOIS & MORTER (1982) have subdivided the Gault into 19 beds, with details of the zonal/subzonal classification, and the locations of the key boreholes. The thicknesses of the beds vary considerably: fig. 1 is a generalised succession, the Gault being largely based on the Mundford C Borehole (TL 76709132), with Lower Chalk details being taken from the Ely-Ouse Borehole No. 6 (TL 70277308). Attention must be drawn to Beds 15 and 17, characterised respectively by pieces of the large thick-shelled *'Inoceramus' lissa* (Seeley) and by a major *Aucellina* flood, which provide key litho/biostratigraphical markers. The faunas from Bed 16 upwards, with the exception of *Aucellina* and sporadic crinoid concentrations, are sparse and of low diversity, being dominated by thin-shelled pectinaceans and *Plicatula*. Rare poorly preserved ammonites indicate that the top of the succession is still within the *Mortoniceras (M.) rostratum* Subzone, the apparent absence of the uppermost Albian *Mortoniceras perinflatum* Subzone being confirmed by the absence of the ostracod *Cythereis luermannae bemerodensis* BERTRAM & KEMPER (see WILKINSON & MORTER 1981).

The Gault is overlain with erosive contact by the Cambridge Greensand, a thin unit of micaceous glauconitic silty marls with accumulations of phosphatised pebbles, including remanié fossils. Both indigenous (shelled) and derived (phosphatised with or without shell) fossils are present, including abundant *Aucellina*. The proven stratigraphical extent of downcutting ranges from high in the *auritus* Subzone (Bed 16) near Cambridge (M11 motorway section) to the *rostratum* Subzone (Beds 17 & 18) in East Anglia; however both SPATH (1943) and OWEN (1979) have reported remanié ammonites suggesting derivation from as low as the basal *auritus* Subzone (Bed 15) and as high as the *perinflatum* Subzone (i. e. post-Bed 19). It is possible that some of the phosphatised material of apparently basal *auritus* Subzone derivation came from a pit (Barnwell) which exposed a succession from Bed 15 up to and including the Cambridge Greensand, and was not necessarily of Cambridge Greensand provenance. The Cambridge Greensand thickens into East Anglia, where cored boreholes in most cases prove a bipartite subdivision into a lower glauconite and phosphate-rich part in which the *Aucellina* include specimens in both phosphatised and non-phosphatised preservation; and a higher unit of greenish marls without phosphates wich is rich in indigenous non-phosphatised *Aucellina*. The phosphatised pebbles in the lower unit are not randomly scattered, but occur as lags on winnowed erosion-surfaces which may prove to be correlatable. Locally, e. g. in Ely-Ouse Borehole 6, a thin basal unit of silty micaceous marls with *Chondrites* and sparse glauconite and phosphate is preserved. This bed contains abundant *Neohibolites praeultimus* SPAETH, together with well-preserved (shelled) bivalves including oysters and *Aucellina:* the occurrence of common *C. luermannae hannoverana* (I. P. WILKINSON: pers. comm.) indicates a probable (Albian) *rostratum* Subzone age. The relatively condensed Cambridge Greensand near Cambridge has yielded *C. luermanne bemerodensis* (I. P. WILKINSON: pers. comm.), and may therefore be at least in part of *perinflatum* Subzone age, which would agree with the ammonite records. The conventional assumption that the Cambridge Greensand is a basal Cenomanian sediment containing derived Albian fossils is thus open to question, and an age-range for the matrix sediment from top *rostratum* to earliest *carcitanense* is equally possible. It must be emphasised that no indigenous ammonites are known from the Cambridge Greensand, and that the derived *Schloenbachia* discussed by CASEY (1965) are of possibly spurious provenance. The well-preserved bivalved shelled striate *Aucellina gryphaeoides* s. s. including the neotype probably came from relatively low in the Cambridge Greensand (i. e. from the lower of the two subdivisions) and could thus be of late Albian rather than Cenomanian age.

Above the Cambridge Greensand are the Porcellaneous Beds, a member of creamy coloured porcellaneous chalks with a low-diversity fauna dominated by *Aucellina* and small terebratulid brachiopods; *Aucellina* ranges throughout most of the succession and then cuts out, to reappear as a final flood some distance below the top. The higher part of the member yields poorly preserved ammonites including *Anisoceras, Hyphoplites, Idiohamites* and *Schloenbachia,* suggestive of the basal Cenomanian *carcitanense* Zone.

The succession thins northwards, with the Cambridge Greensand being last proved in the cored IGS Marham Borehole (TF 70510803), and the Gault and Porcellaneous Beds condensing to form the Red Chalk and overlying ,,Paradoxica Bed" of the Northern Province-type succession at Hunstanton (see PEAKE & HANCOCK 1961, fig. 4). The correlation of the (Cenomanian) Porcellaneous Beds, and the Paradoxica Bed is of particular significance; hitherto, in the absence of

ammonites, a Cenomanian age has been postulated for the latter unit solely on the basis of brachiopods thought to match the indigenous assemblage of the Cambridge Greensand (PEAKE & HANCOCK, ibid, p. 303). Strong confirmation for a basal Cenomanian age for the Paradoxica Bed is, however, provided by a group of *Neohibolites ultimus* (D'ORBIGNY) in the LESTRANGE Collection in the BM(NH). An IGS borehole at Gayton (TF 7280 1974) showed the transition between the Gault and Red Chalk lithofacies, with the appearance of chalky limestones in the higher part of the Gault, and a marly chalk unit (Bed 19) overlying Bed 18 of the standard succession. Bed 19 carries a sparse fauna of *Aucellina* (including forms with striate ornament) and *Neohibolites praeultimus,* and is presumed to be of topmost *rostratum* Subzone age, on the basis of rare transitional forms between *Cythereis luermanne hannoverana* and *C. luermannae bemerodensis* in the higher part (I. P. WILKINSON: pers. comm.); it is overlain by a thin unit of splintery porcellaneous limestone with *Neohibolites praeultimus* which is in turn overlain by the Porcellaneous Beds.

To the North of Hunstanton, the succession expands, and at Speeton the Red Chalk facies extends into the Cenomanian. The Albian Lower Red Chalk succession is difficult to interpret, although a belt of inoceramid shell debris (see JEANS 1973, fig. 1) permits correlation with both the Hunstanton Red Chalk and the East Anglian Gault. The (Cenomanian) Upper Red Chalk equates lithostratigraphically and biostratigraphically with the Paradoxica Bed/Porcellaneous Beds of East Anglia.

3.2 Southern England

Fig. 2 shows the standard top Upper Gault – basal Cenomanian succession as developed in the Dover – Folkestone area on the northern side of the Anglo – Paris Basin, the details being taken partly from OWEN (1976), and partly from unpublished data on the Aycliff borehole. Broad correlation exists between the East Anglian and Kent successions, notably the occurence of thick-shelled inoceramid debris in PRICE Bed XI, and the *Aucellina* flood in the sandy glauconite- and phosphate-rich Bed XII, corresponding approximately to Bed 17. An erosion level with *Aucellina* equivalent to the base of Bed 15 (Barnwell Event) in East Anglia is present at Folkestone. This horizon was called the "Choanite Band" by old collectors and attributed by SPATH (1923–43) to Bed XII, although study of nannofossils from this band (A. W. MEDD: pers. comm.) shows that it lies in the lower part of PRICE Bed XI close to the *auritus – varicosum* subzonal boundary, a position substantiated by ammonites in IGS, BM(NH) and SM. The lower part of Bed XIII yields *rostratum* Subzone ammonites and *perinflatum* Subzone ammonites are known from the top 4m (OWEN, ibid), the boundary between the Ob. *hannoverana* and *bemerodensis* ostracod Subzones falling within the bed (WILKINSON: pers. comm.). The Glauconitic Marl is closely comparable with Bed XII (and often confused with it), and is conventionally taken as the base of the Cenomanian (e. g. by CARTER & HART 1977); it rests with erosive contact on Bed XIII, locally, e. g. in the Aycliff borehole, at a relatively low level. It is rich in *Aucellina,* and yields no ammonites either indigenous or derived. The overlying pale coloured chalks carry a low-diversity fauna with *Aucellina;* sparse ammonite records (KENNEDY 1969) suggest a basal Cenomanian *carcitanense* Zone position.

4. MORPHOLOGY AND EVOLUTION

Study of *Aucellina* in continuous cored sequences has provided the necessary clues to unravel the diversity of taxa included in *A. gryphaeoides* s. l. (see previous discussion), and has also demonstrated a number of presumed evolutionary morphological changes, as well as changes in shell ornament.

4.1 Morphotypes

At any one horizon, 2 distinct morphotypes can be recognised, corresponding to *A. gryphaeoides* s. s./sensu POMPECKJ; and sensu WOLLEMANN respectively (see fig. 3).

(1) large, relatively thin-shelled, non- or weakly sulcate elongate oblique forms. Left valve with inturned anterior margin, small downturned anterior ear and distinct posterior ear; concentric ornament subdued, slightly oblique to long axis of shell, and tending to be restricted to anterior portion. Right valve with relatively small anterior ear. This morphotype includes *A. gryphaeoides* s. s.; *A. coquandiana* s. s. and sensu PICTET & CAMPICHE fig. 9 (only), *Paraucellina krasnopolskii* as restricted by SOKOLOV, and probably also *A. g. cycloides* POLUTOFF: it is named the *gryphaeoides* morphotype for convenience, notwithstanding the invalidity of the trivial name. The inclusion of *Paraucellina krasnopolskii* means that this genus falls into the synonymy of *Aucellina.* (It is unclear whether *A. krasnopolskii* is a juvenile ontogenetic stage of *A. gryphaeoides,* or whether it is a separate species; in this context it may be significant that the condensed phosphoritic Albian – Cenomanian boundary successions in Poland and the USSR are said to be characterised by assemblages of small *Aucellina* including *A. krasnopolskii,* and that larger individuals are not normally present.)

(2) small, thicker shelled sulcate, equidimensional forms. Left valve with convex anterior margin, prominent horizontal anterior ear and indistinct or absent posterior e3r; concentric ornament scale-like and prominent, continuing from anterior to posterior margin; strongly defined sulcus produces indentation of postero-ventral margin, the latter being thickened internally. Right valve with disproportionately large anterior ear relative to disc as in *A. uerpmanni.*

The association of right valves of *A. uerpmanni* type with left valves of *A. gryphaeoides* sensu WOLLEMANN in the Upper Red Chalk at Speeton, the Porcellaneous Beds, the Cambridge Greensand and the Glauconitic Marl and overlying silty chalks at Folkestone establish unequivocally the taxonomic position of *A. uerpmanni,* and it is accordingly used to name the second morphotype. The *uerpmanni* morphotype bears an amazing similarity to the Triassic genus *Pseudomo-*

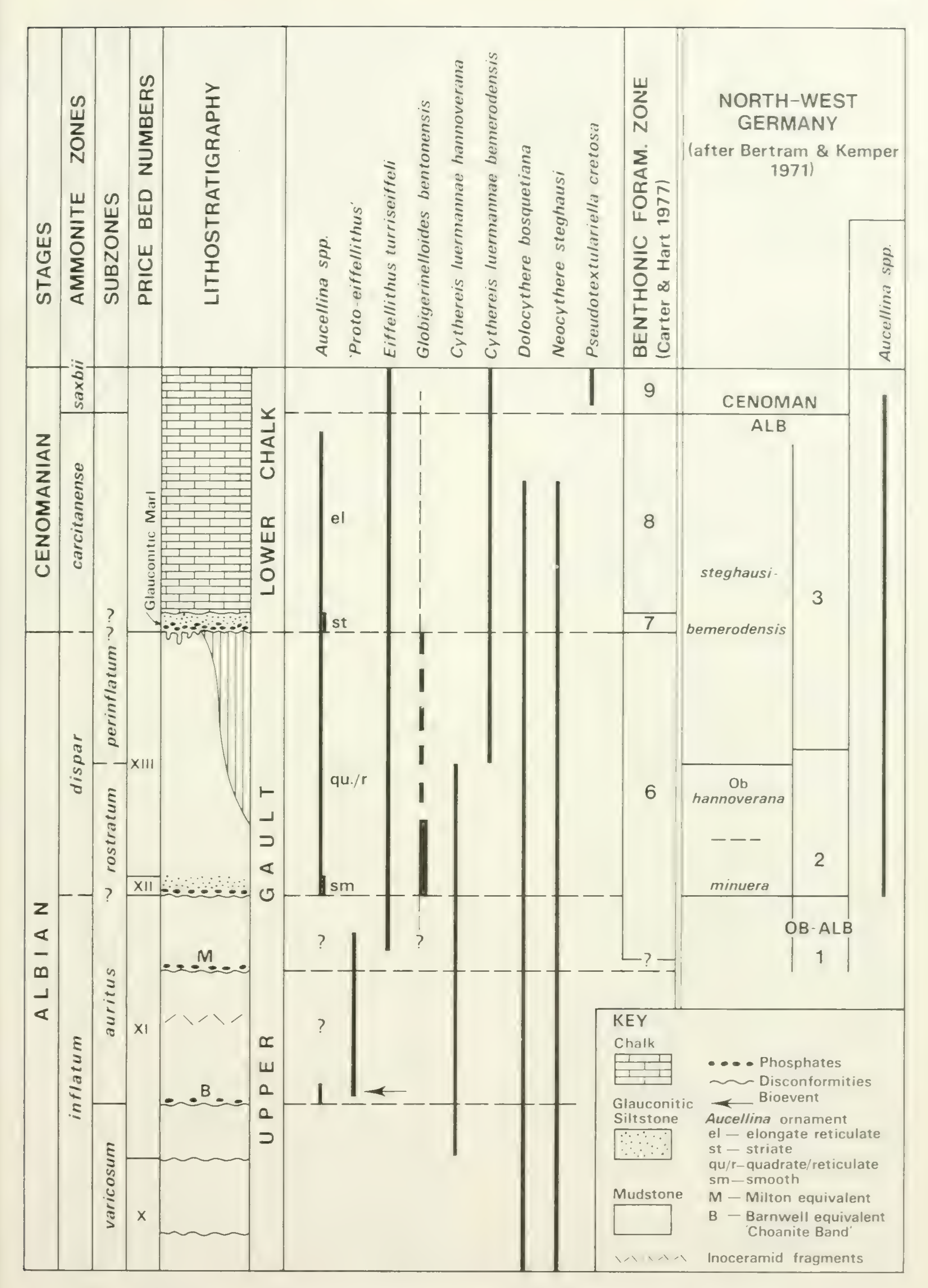


Fig. 2. The biostratigraphy of the succession in southern England compared with that of North-West Germany.

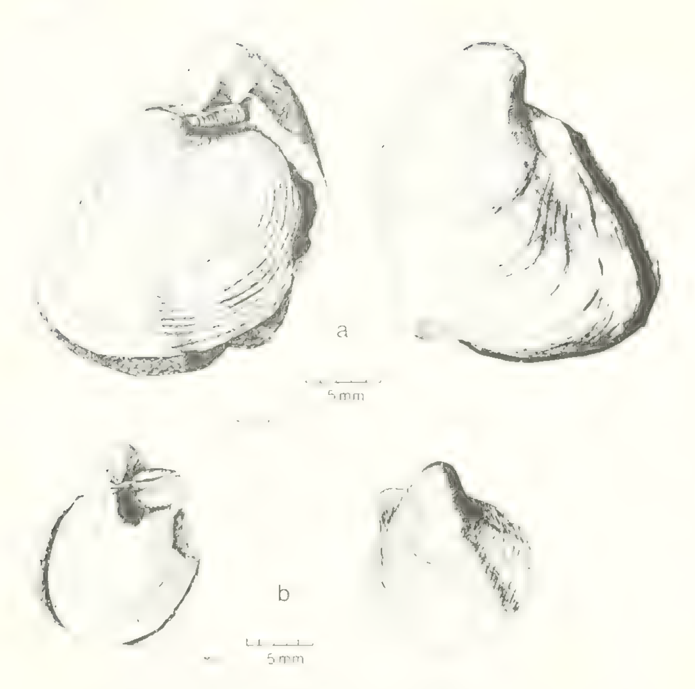


Fig. 3. Comparison between the two morphotypes of *Aucellina*.
a) *gryphaeoides* morphotype: *Aucellina gryphaeoides* (J. de C. SOWERBY *non* SEDGWICK), neotype. Sedgwick Museum B 21972. Cambridge Greensand of Cambridge. Illustrated photographically on Pl. 1, Fig. 5.
b) *uerpmanni* morphotype: *Aucellina uerpmanni* POLUTOFF. BM(NH) LL 40050. Glauconitic Marl of Folkestone. Illustrated photographically on Pl. 1, Fig. 15.

notis (cf. the original use of *Avicula gryphaeoides* as applied to *P. speluncaria),* and an evolutionary relationship is not excluded. The Southern Hemisphere *A. euglypha* WOODS is an even closer homeomorph of *Pseudomonotis*.

The existence of these two distinct *Aucellina* morphotypes is analogous to the *cardissoides* – *pachti* "pairs" and their derivatives in the Santonian – Campanian inoceramid *Sphenoceramus,* and is equally inexplicable. The *Aucellina* morphotypes could be viewed as (1) sexual dimorphs; (2) ecotypes of the same lineage; or (3) as two separate evolutionary lineages. This problem cannot be resolved at present. However, although adults of the two morphotypes are readily separable, particularly in the higher part of the sequence, it is in some cases difficult if not impossible to separate the earliest ontogenetic stages. It is noteworthy that comparable pairs of morphotypes occur in contemporaneous sequences in the Southern Hemisphere.

4.2 Sculpture

Aucellina left valve ornament varies in type according to the relative strength of the concentric and radial elements. The concentric elements are flanges, and/or raised growth-lines; the radial elements are either flat-topped wavy ribs separated by deeply incised grooves, or closely-spaced raised narrow rounded ribs, producing a characteristic corrugate cross-section to the shell. The two radial types characterise the *gryphaeoides* and *uerpmanni* morphotypes respectively.

There is a broad similarity in ornament at any one level (see fig. 1 and SEM photomicrographs on pl. 2), which may be used for biostratigraphical correlation. Both morphotypes exhibit smooth shells in Bed 17/XII in East Anglia and Kent at the base of the *dispar* Zone. A progressive morphological series with increasing strength of the concentric elements leading to a greater degree of reticulation, occurs through successive units of the Cambridge Greensand and Porcellaneous Beds and their lateral correlatives.

4.3 Inflation of right valve

Beginning high in the *rostratum* Subzone, there is a progressive increase in inflation of the umbonal region of the right valve and a concomitant increase in the size of the anterior ear. This trend is seen to an extreme degree in some of the latest forms of *Aucellina*.

5. BIOSTRATIGRAPHY AND CORRELATION OF *AUCELLINA*

Aucellina enters at the base of the *auritus* Subzone (base Bed 15) approximately coincident with a level of major macrofaunal and nannofloral turnover (the Barnwell Event). This is marked in particular by the appearance of primitive eiffelithids ("*Protoeiffelithus*"), thought to be evolutionary precursors of the long ranging *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) (A. W. MEDD: pers. comm.). This fact established unequivocally that the beginning of the range of *Eiffelithus turriseiffeli* is not at the base of the Upper Albian as shown by THIERSTEIN (1973, fig. 23), and followed by all subsequent nannofossil workers, but well within the substage. THIERSTEIN (ibid., fig. 22) shows the true position of the sample from Bed XI at Folkestone.

There is an apparent gap in the *Aucellina* record until the top of Bed 16, where the genus reappears abruptly approximately coincident with the entry of *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW), and continues in flood throughout Bed 17, which marks a major *G. bentonensis* acme. *G. bentonensis* is usually considered to be a cold-water form, and it may be significant that the loss of ornament in *Aucellina* in Bed 17/XII coincides with the acme of this species. The abundance of *Aucellina* in Bed 17/XII presumably correlates with the entry of abundant *Aucellina* at the base of Ob-Alb 2 in the Hannover area (see Fig. 2).

Within the higher *rostratum* Subzone (Bed 18), a number of large *Aucellina* right valves have been found (see Pl. 1, figs 10, 11), which are tentatively identified with *A. g. cycloides;* the types of which have not been examined.

Most successions studied do not extend beyond the top of the *rostratum* Subzone, at which level there is in many areas a change in lithofacies from mudstone to greensand/silty Gault. The *Aucellina* assemblages from the *perinflatum* Subzone in southern England are not well understood; this is due partly to poorer preservation in the coarse-grained sediment, and partly to possible ecological control of morphology. They do, however, bear some resemblance to forms from the basal unit

of the Cambridge Greensand. Similar difficulties of interpretation of *Aucellina* are encountered with specimens from the Flammenmergel facies in Germany.

The biostratigraphical complexity of the Cambridge Greensand and the probable level of occurrence within this unit of the well-preserved bivalved shelled striate *Aucellina gryphaeoides* s. s., including the neotype, has already been discussed. The advanced forms of *Aucellina* in the Porcellaneous Beds are also found in the Paradoxica Bed of Hunstanton, the Upper Red Chalk at Speeton and the post-Glauconitic Marl *carcitanense* Zone chalks at Folkestone. In addition, these forms occur in the basal Cenomanian Rye Hill Sands near Warminster (Warminster Greensand, pars.), associated with *Neohibolites ultimus* and a *carcitanense* Zone ammonite assemblage including the zonal index. Further afield, advanced *Aucellina* occur in the basal Cenomanian Tourtia of Lüneburg, Germany, which allows the stratigraphical position of the forms described by POMPECKJ and WOLLEMANN to be identified in the absence of ammonites (SEM photographs pl. 2 fig. 7)

BERTRAM & KEMPER (1971) have recorded *Aucellina* from supposedly top Albian Bemeroder Schichten around Hannover; their material comprises juvenile ontogenetic stages which are difficult to interpret, but which exhibit strong ornament. The Albian age of these sediments is, however, questionable because the microfossil criteria used by them for defining the base of the Cenomanian – i. e. the extinction of *Dolocythere bosquetiana* (JONES & HINDE), *Neocythere steghausi* (MERTENS) and the entry of *Pseudotextulariella cretosa* (CUSHMAN) are taken in southern England (CARTER & HART, ibid.) to mark the base of Benthonic Foram. Zone 9 (see fig. 2), which corresponds to the base of the *Mantelliceras saxbii* Zone, i. e. the second ammonite zone above the base of the Cenomanian.

Finally, it is probable that *Aucellina* can be used to interpret the Sieletz borehole in Poland. In this borehole the entry of abundant *Inoceramus* crippsi and *Schloenbachia* is taken to mark the base of the Cenomanian (POLUTOFF 1935) and the underlying *Aucellina*-rich beds are assumed to be Albian. However the occurrence of *A. uerpmanni* high in the succession above records of *A. g. cycloides*, strongly suggests that the "Albian" is in part Cenomanian, and equivalent to the Porcellaneous Beds/Lüneburg Tourtia, an interpretation supported by the entry of *Inoceramus crippsi* in flood in both eastern England and north Germany at the top of the beds with *Aucellina*, i. e. at the base of the *saxbii* Zone. It is thus likely that both in Germany and throughout eastern Europe the base of the Cenomanian has been drawn incorrectly: i. e., not at the base of the basal Cenomanian *carcitanense* Zone, but *within* the Lower Cenomanian at the base of the succeeding *saxbii* Zone.

The upper limit of *Aucellina* is given in the Treatise as Turonian. The evidence for this, however, is based on occurrences in New Zealand, in beds which have subsequently been reinterpreted as Albian and Cenomanian (RAINE, SPEDEN & STRONG 1981). On present evidence, there is no evidence that the genus occurs higher than the basal part of the Cenomanian.

LITERATURE

BERTRAM, H. & KEMPER, E. (1971): Das Alb von Hannover. – Beih. Ber. Naturh. Ges., **7:** 27–47, 3 pls, 1 table; Hannover.

CARTER, D. J. & HART, M. B. (1977): Aspects of mid-Cretaceous stratigraphical micropalaeontology. – Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.); **29:** 1–135, 4 pls, 53 figs; London.

CASEY, R. (1965): In: Edmonds, E. A. & Dinham, C. H., Geology of the Country around Huntingdon and Biggleswade. – Mem. Geol. Surv. G. B., 90 pp.; London.

GALLOIS, R. W. & MORTER, A. A. (1982): The Stratigraphy of the Gault of East Anglia. – Proc. Geol. Ass.; **93:** 351–368, 5 figs.; London.

FITTON, W. H. (1836–7): Observations on some of the Strata between the Chalk and the Oxford Oolite, in the South-east of England. – Trans. Geol. Soc. Lond. 2nd Series, **IV** (2): 103–389; 23 plates; London.

JEANS, C. V. (1967): The Cenomanian Rocks of England. – Unpublished Ph. D. Thesis; University of Cambridge.

— — (1973): The Market Weighton structure: tectonics, sedimentation and diagenesis during the Cretaceous. – Proc. Yorks. Geol. Soc., **39:** 409–444; 1 pl.

— — (1980): Early submarine lithification in the Red Chalk and Lower Chalk of Eastern England: a bacterial control model and its implications. – Proc. Yorks. Geol. Soc., **43:** 81–157; 7 pls.

KEMPER, E.: Die Aucellinen des Apt und Unter-Alb. – (in press)

KENNEDY, W. J. (1969): The correlation of the Lower Chalk of South-East England. – Proc. Geol. Ass., **80:** 459–560, 8 pls, 16 figs; London.

MARWICK, J. (1939): *Maccoyella* and *Aucellina* in the Taitai Series. – Trans. Roy. Soc. N. Z., **68:** 462–465; Wellington.

MOORE, R. C. (Ed.) 1969: Treatise on Invertebrate Palaeontology. (N) Mollusca **6** (1). – Geol. Soc. America Inc., University of Kansas.

ORBIGNY, A. D' (1844–7): Palaeontologie Francaise, Terrain Crétacés, 3 (Lamellibranches): pp. 1–807, 489 pls; Paris.

— — (1850): Prodrome de Paléontologie Stratigraphique Universelle. Vol. 2, pp. 1–427; Paris.

OWEN, H. G. (1976): The Stratigraphy of the Gault and Upper Greensand of the Weald. – Proc. Geol. Ass., **86:** 475–498, 10 figs; London.

— — (1979): Ammonite Zonal stratigraphy in the Albian of North Germany and its Setting in the Hoplitinid Faunal Province. – Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A **(6):** 563–88, 5 figs, 1 table; Stuttgart.

PAVLOV, A. P. (1907): Enchainement des Aucelles et Aucellines du Crétacé Russe. – Nouv. Mem. Soc. imp. Nat. Mosc., **17:** 1–93, 6 pls; Moscow.

PEAKE, N. B. & HANCOCK, J. M. (1961): The Upper Cretaceous of Norfolk. In: LARWOOD, G. P. & FUNNELL, B. M. (Eds), The Geology of Norfolk. – Trans. Norfolk Norwich Nat. Soc. **19:** 293–339, 1 pl., 9 figs, 1 table; Norwich.

PICTET, F. J. & CAMPICHE, G. (1868–71): Description des Fossiles du Terrain Crétacé des environs de Sainte Croix, Part 4. – Materieux pour la Paléontologie Suisse, Ser 5: 1–352, 55 pls; Geneva.

POLUTOFF, N. (1933): Über Mittelkreide und Tertiär in der Tiefbohrung Sieletz nebst Beschreibung der mittelkretazischen Fauna. – Abh. preuss. geol. Landesanst. (NF), **155:** 1–80, 5 figs; Berlin.

POMPECKJ, J. F. (1901): Über Aucellen und Aucellen-ähnliche Formen, II: Aucellen-ähnliche Formen des Gault und Cenoman.

– N. Jb. Mineral., Geol. u. Pal., Beil.-Bd. **14:** 351–368, 1 plate; Stuttgart.

PRICE, F. G. H. (1879): The Gault. – i-viii, pp. 1–81, 3 figs; London.

RAINE, I. J., SPEDEN, I. G. & STRONG, C. P. (1981): New Zealand. – In: REYMENT, R. A. & BENGTSON, P. (Eds), Aspects of Mid-Cretaceous Regional Geology, pp. 221–267; London.

SEDGWICK, A. (1829): On the Geological Relations and internal structure of the Magnesian Limestone, and the lower positions of the New Red Sandstone Series in their Range through Nottinghamshire, Derbyshire, Yorkshire and Durham. – Trans. Geol. Soc. Lond. **(2)** 3: 37–124; London.

SEITZ, O. (1965): Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. II. Teil (Biometrie, Dimorphismus und Stratigraphie der Untergattung *Sphenoceramus* J. BÖHM). – Beih. geol. Jb., **69:** 1–194, 26 pls, 11 figs, 46 tables; Hannover.

SOKOLOV, D. N. (1908): Aucellids and Aucellinids from Mangyschlak, part 2: Aucellinids (in Russian). – Trudy̆ geol. miner. Muz., **2:** 68–79, 2 pls, 3 figs; St. Petersburg.

— — (1909): Über Aucellinen aus Transkaspien. – Verh. K. Ges. Miner. St. Petersbourg. 2nd Series, **47** (2): 49–59, 1 pl.; St. Petersburg.

— — (1923): Aucellidae de la Province Transcaspienne et du Caucase. – Mem. Soc. Russe Mineral., **51:** 289–312, 1 pl.; St. Petersburg.

SPATH, L. F. (1923–1943): A monograph of the ammonoidea of the Gault. – Palaeontogr. Soc. Monogr. 2 vols, 787 pp., 72 pls, 248 figs, 4 tables; London.

SPEDEN, I. G. (1975): Cretaceous stratigraphy of Raukumara Peninsula. – Bull. N. Z. Geol. Surv. **91:** 1–170;

THIERSTEIN, H. R. (1973): Lower Cretaceous Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy. – Abh. Geol. B.–A., **19:** 3–52, 6 pls, 25 figs; Vienna.

WILKINSON, I. P. & MORTER, A. A. (1981): The biostratigraphical zonation of the East Anglian Gault by Ostracoda. – In: NEALE, J. W. & BRASIER, M. D. (Eds), Microfossils from Recent and fossil shelf seas, 163–176, 2 pls, 3 figs; Chichester.

WOLLEMANN, A. (1902): Fauna der Lüneburger Kreide. – Abh. K. Preuss. Geol. Landesanst. (NF) **37:** 1–129; 7 pls; Berlin.

WOODS, H. (1904–1913): A monograph of the cretaceous Lamellibranchia of England, Vol. 2. – Palaeontogr. Soc. Monogr. 473 pp., 62 pls, 252 figs; London.



Plate 1

Fig. 1. *Aucellina coquandiana* (d'Orbigny), holotype: a, view of left valve; b, view of right valve; c, view of anterior margin – all X2. Albian of Clar, Escragnolles (Var), substage uncertain. Muséum d'Histoire Naturelle, Paris, d'Orbigny Coll 272.

Fig. 2. *Aucellina coquandiana* (d'Orbigny), specimen figured by Pictet & Campiche Pl. CLX, Fig. 9: a, view of right valve X1; b, detail of umbonal region X4. Natural History Museum, Geneva no. 21400. Vracconien of Ste. Croix, Switzerland.

Fig. 3. As above: another specimen on the same tablet from the same horizon and locality X1.

Fig. 4. *Aucellina krasnopolskii* (Pavlov), view of left valve X4; same specimen as figured on Pl. 2, Figs. 3 and 4. Sedgwick Museum B 22009. Cambridge Greensand of Cambridge.

Fig. 5. *Aucellina gryphaeoides* (J. de C. Sowerby *non* Sedgwick), neotype: a, view of left valve X1; b, view of right valve X1. Sedgwick Museum B 21972; same specimen as figured on Pl. 2, Figs. 1 and 2. Cambridge Greensand of Cambridge.

Fig. 6. *Aucellina* cf. *gryphaeoides*, variant showing some resemblance to *A. coquandiana:* a, view of right valve of phosphatic steinkern X2; b, view of left valve X2. IGS GSM 21112. Cambridge Greensand of Cambridge.

Fig. 7. *Aucellina gryphaeoides* (J. de C. Sowerby *non* Sedgwick), phosphatic steinkern belonging to the group in the Geological Society's Museum cited by Sowerby (in MS): a, view of left valve X2; b, view of right valve X2. IGS GSa 2329. Cambridge Greensand of Cambridge.

Fig. 8. *Aucellina sp.* with very fine concentric ornament on right valve, and small anterior ear: view of shelled phosphatic steinkern X2. St. Albans City Museum (Fordham Coll.). Cambridge Greensand of Ashwell and Morden, Hertfordshire.

Fig. 9. *Aucellina* cf. *uerpmanni* Polutoff, unusually large left valve for this morphotype X2. IGS BDM 6021. Cambridge Greensand of Ely-Ouse BH 6, Mildenhall, Suffolk.

Fig. 10. *Aucellina* cf. *gryphaeoides cycloides* Polutoff: right valve X2. IGS BDB 8360. Upper Gault Bed 18 *Mortoniceras rostratum* Subzone, IGS Gayton BH, Norfolk.

Fig. 11. *Aucellina* cf. *gryphaeoides cycloides* Polutoff: right valve X2. IGS BDN 3471. Upper Gault, Bd 18 *M. rostratum* Subzone, IGS Mundford C BH, Norfolk.

Fig. 12. *Aucellina sp.:* right valve X2. IGS WM 4450. Upper Gault? Bed 18. *M. rostratum* Subzone, Severals House BH, Methwold, Norfolk.

Fig. 13. *Aucellina uerpmanni* Polutoff: a, view of posterior margin of left valve to show sulcus X2; b, left valve X2. IGS Za 3805. Upper Red Chalk, Speeton. Yorkshire.

Fig. 14. *Aucellina uerpmanni* Polutoff: left valve of juvenile specimen X4 IGS Hr 7331. Glauconitic Marl, *Neostlingoceras carcitanense* Zone, Channel Tunnel no. 1 (Aycliff) BH, near Dover, Kent.

Fig. 15. *Aucellina uerpmanni* Polutoff: a, view of left valve X2; b, view of right valve X2. British Museum (Natural History) LL 40050. Glauconitic Marl, N. *carcitanense* Zone, Folkestone, Kent.

Fig. 16. *Aucellina uerpmanni* Polutoff: left valve of juvenile showing concentric growth lines with raised flanges, sulcus well developed at posterior margin X4. IGS Za 3808, Upper Red Chalk, Speeton, Yorkshire.

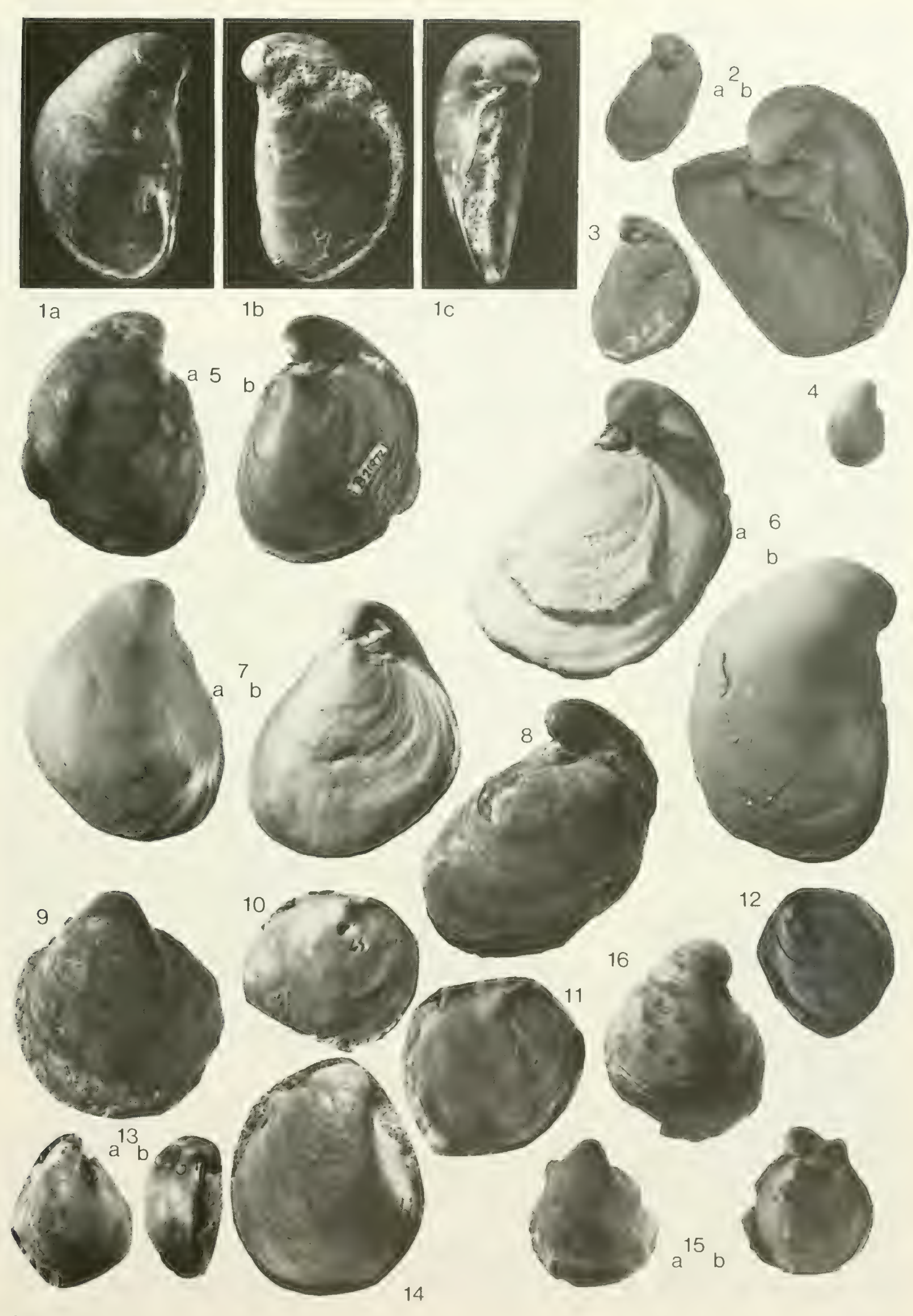

1a
1b
1c
a 2 b
3
4
a 5 b
B2197?
a 6 b
a 7 b
8
9
10
11
12
a 13 b
14
a 15 b
16

Plate 2

Fig. 1. *Aucellina gryphaeoides* (J. de C. SOWERBY *non* SEDGWICK), neotype: a, left valve ornament (striate) X16; b, the same X79. Sedgwick Museum B21972. Cambridge Greensand of Cambridge.

Fig. 2. *Aucellina krasnopolskii* (PAVLOV): a, left valve ornament (quadrate striate) X9; b, the same X40. Sedgwick Museum B22009. Cambridge Greensand of Cambridge.

Fig. 3. *Aucellina sp. (gryphaeoides* morphotype): left valve ornament (coarse reticulate) X14. IGS BDN 3483. Upper Gault, Bed 18, *Mortoniceras (M.) rostratum* Subzone, IGS Mundford C BH, Norfolk.

Fig. 4. *Aucellina sp. (uerpmanni* morphotype): a, left valve ornament (coarse reticulate) X23; b, the same X87. IGS BDC 576. Upper Gault, Bed 18, *rostratum* Subzone, IGS Marham BH, Norfolk.

Fig. 5. *Aucellina uerpmanni* POLUTOFF (late form): left valve ornament (elongate reticulate) X43. IGS BDB 8310. Lower Chalk, Porcellaneous Beds, *Neostlingoceras carcitanense* Zone, IGS Gayton BH, Norfolk.

Fig. 6. *Aucellina sp.* (late *gryphaeoides* morphotype): a, left valve ornament (elongate reticulate) X9; b, the same X67. IGS BDB 8301. Lower Chalk, Porcellaneous Beds, *carcitanense* Zone, IGS Gayton BH, Norfolk.

Fig. 7. *Aucellina uerpmanni* POLUTOFF (late form): left valve ornament (striate reticulate). Unter-Cenoman Mergel (Tourtia), Lüneburg-Zeltberg, Germany (WROOST Coll., University of Hamburg).

Fig. 8. *Aucellina sp.* (early *uerpmanni* morphotype): left valve ornament near umbo (raised ribbed reticulate) X30. IGS BDN 4614. Upper Gault, Bed 15, *Callihoplites auritus* Subzone, „*Inoceramus*" *lissa* beds, IGS Mundford C BH, Norfolk.

All figures are SEM photographs taken by the SEM Unit, British Museum (Natural History).


a 1 b
3
a 2 b
a
4 b
5
7
8
6 a
b



Zitteliana	10	531–554	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland[1])

Von

GUNDOLF ERNST, FRIEDRICH SCHMID & EKBERT SEIBERTZ*)
unter Mitarbeit von
SIEGFRIED KELLER und CHRISTOPHER J. WOOD*)

Mit 7 Abbildungen

KURZFASSUNG

Im deutschen Beitrag zum IUGS-Major-Project „Mid-Cretaceous Events" übernahm die Arbeitsgruppe Berlin-Hannover die multistratigraphische Bearbeitung des Cenoman und Turon im zentralen nordwestdeutschen Raum zwischen Ost-Niedersachsen und Ost-Westfalen. Vorrangig wurden ausgewählte Profile in den Regionen Salzgitter-Hannover, Sack- und Hilsmulde sowie im östlichen Münsterland bearbeitet und zu regionalen Gebiets-Standards abstrahiert. Ergänzend wurden u. a. die Schlüsselprofile Schacht Staffhorst, Lüneburg und Helgoland sowie Wüllen herangezogen.

Biostratigraphisch wird die Angleichung der traditionellen nordwestdeutschen Zonen-Gliederung an das internationale Standardschema vorgenommen. Auf der Grundlage von Cephalopoden oder Inoceramen läßt sich das Cenoman und Turon mit jeweils neun Arten- oder Faunenzonen untergliedern. Zonen-, Unterstufen- und Stufen-Grenzziehung werden diskutiert.

Das verfeinerte Zonen-Schema ermöglichte die Entwicklung und den Ausbau einer funktionsfähigen Event-Stratigraphie auf der Grundlage von relativ kurzfristigen und isochronen erdgeschichtlichen Ereignissen. Sie erwies sich als probates Mittel, die regionalen Differenzen in den Zonen-Schemata auszugleichen und den Umfang stratigraphischer Lücken oder Kondensationen abzuschätzen. Klassifikatorisch wurde zwischen Eustato-, Öko-, Tephro-, Litho-, Phylo- und oxisch/anoxischen Events unterschieden. Unter diesen kommt den wenigstens 11 Eustato-Events herausragende korrelative Bedeutung zu. Habituell finden sie ihren Ausdruck in Transgressionsanzeichen, Glaukonit-Horizonten, Hartgründen, Konkretionslagen, Sedimentationsanomalien, Schichtlücken, Fossillagen oder Faziesänderungen. Alle „Grünsand"-Events des westfälischen Raumes – wie *ultimus*-, Hemmerner-, Bochumer-, Soester- oder Rothenfelder-„Grünsand" – besitzen zeitgleiche lithologische oder faunistische Äquivalente in der halokinetisch überprägten niedersächsischen Kreide.

Das vielleicht global verbreitete oxisch-anoxische Event im Cenoman/Turon-Grenzbereich äußert sich in der nordwestdeutschen Kreide in einem markanten Fazieswechsel von weißen Coccolithen-Kalken zu Rotpläner- oder Schwarzschiefer-Ablagerungen. Zumeist ist es mit Schichtreduktionen im Gefolge eustatischer Verflachungen kombiniert. Wir halten es für möglich, daß es durch eine plattentektonisch bedingte, episodische Neuformierung des Strömungssystems ausgelöst wurde. Die arktische Strömung aus dem Nordseeraum gewann zeitweilig beherrschende Bedeutung und führte zum Aufblühen einer artenarmen, aber individuenreichen Makrofauna.

Verknüpft mit den geotektonischen Ereignissen ist das Aufleben eines basischen bis intermediären Vulkanismus, das sich im Verlauf des Mittel- und Ober-Turon in mindestens fünf Tephro-Events äußert. Nach unserer bisherigen Kenntnis besitzt jedoch nur ein Teil der Tufflagen überregionale korrelative Eignung.

Dasselbe gilt für die rd. 20 Öko-Events (Makrofossil-Lagen), die vorzugsweise die randnähere Fazies oder Untiefen (z. B. Salzkissen) kennzeichnen. Etliche Öko-Events sind offensichtlich mit eustatischen Bewegungen (zumeist Regressionen) verknüpft. Charakteristisch dafür ist die sog. *Micraster*-Lage im Ober-Turon von Niedersachsen, deren westfälisches Äquivalent der Echiniden-reiche Soester Grünsand ist.

*) G. ERNST, Institut für Paläontologie der Freien Universität Berlin, Schwendenerstraße 8, D-1000 Berlin 33; F. SCHMID, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Alfred-Bentz-Haus, Postfach 510153, D-3000 Hannover 51; E. SEIBERTZ, z. Z. Instituto de Geologia, Aprtado Postal 104, Mex-67700 Linares/Nuevo Leon, Mexico oder Qualenbrink 12, D-4780 Lippstadt. S. KELLER, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Alfred-Bentz-Haus, Postfach 510153, D-3000 Hannover 51; C. J. WOOD, Paleontology Unit, Institute of Geological Sciences, Exhibition Road, London SW7 2DE, England.C. J. WOOD publishes by permission of the Director IGS (NERC).

[1]) Beitrag zum IGCP-Major-Project Nr. 58 „Mid-Cretaceous Events" der IUGS. National gefördert durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft in einem gebündelten Programm gleichen Namens.

Mit den überregionalen Event-Korrelationen wurde begonnen. In enger Kooperation mit C. J. Wood (London) konnte belegt werden, daß sich zumindest ein Teil der nordwestdeutschen Events mit ähnlichen Anomalien der englischen Kreide parallelisieren läßt (z. B. *primus*-Event der *costatus*-Zone oder das Austern-Event im Grenzbereich Mittel-/Ober-Cenoman). Auf dem Umwege einer Ost-West-Korrelation kann damit auch zur Lösung eines Hauptziels des MCE-Programms – der Nord-Süd-Korrelation zwischen borealer und mediterraner Kreide – beigetragen werden.

ABSTRACT

As part of the German contribution to the IUGS Major Project "Mid-Cretaceous Events", the Berlin-Hannover working group undertook multistratigraphic investigations of the Cenomanian and Turonian of central NW-Germany between east Lower Saxony and east Westphalia. Selected sections in the area of Salzgitter and Hannover, in the Sack and Hils synclines, and in the eastern part of Münsterland were studied and synthesised to provide regional standard sections. The key sections of the Staffhorst shaft, Lüneburg, Heligoland and Wüllen were also considered.

The traditional zonal subdivision used in NW-Germany has been integrated biostratigraphically into the international standard scheme. The Cenomanian and Turonian can each be subdivided by cephalopods and inoceramids into nine species or faunal zones. Boundaries of zones, substages and stages are discussed.

This refined zonal scheme provides a framework for the development of a practical event-stratigraphy based on relatively short-lasting isochronous events. This event-stratigraphy provides an effective means of equating the different local zonal schemes, and of estimating the time span represented by stratigraphical hiatuses or condensed sequences. Events were classified into eustato-, eco-, tephro-, litho-, phylo- and oxic/anoxic ones. Amongst these are at least 11 eustatoevents which are of prime importance for correlation. These are normally expressed by indications of transgressions, glauconite horizons, hardgrounds, concretion layers, anomalous sedimentation, stratigraphical hiatuses, fossiliferous horizons or abrupt facies changes. All Greensand-events in the Westphalian region – i. e. the *ultimus*-, Hemmern-, Bochum-, Soest- and Rothenfeld-Greensands – have isochronous equivalents in the halokinetically controlled Cretaceous of Lower Saxony, defined either lithologically or faunistically.

In the Cretaceous of NW-Germany, the probably global oxic/anoxic event at the Cenomanian-Turonian boundary is represented by a distinct change of facies from white coccolith chalk to red marls and chalks (Rotpläner) or black shales. This is commonly associated with reduced sedimentation due to eustatic shallowing. The abnormal facies can be attributed to a plate-tectonic induced episodic reorganisation of the oceanic current system. Arctic currents from the region of the North Sea became temporarily predominant bringing deep cold waters to the area of NW-Germany and permitting the development of a macrofauna rich in individuals but of low diversity.

The geotectonic events are connected with a basic to intermediate volcanicity which caused at least 5 tephroevents (tuff layers) during the Mid- and Late Turonian. However, so far as is known at present, only a few of these tuff layers are suitable for interregional correlation.

The same applies to about 20 ecoevents (macrofossil layers), which particularly characterise marginal facies or shallows in the proximity of salt pillows. Several of the ecoevents are apparently connected with eustatic changes (mainly regressions), e. g. the so-called *Micraster* Bed in the Upper Turonian of Lower Saxony, and its Westphalian equivalent, the likewise echinoid-rich Soest Greensand.

Investigation of supraregional correlation of events is in progress. In close cooperation with C. J. Wood (IGS, London), it was pointed out that at least some of the NW Germany events find their parallels in the Cretaceous of England (e. g. the *primus* event of the *costatus* zone and the oyster event near the Middle-Upper Cenomanian boundary). This establishment of an east-west correlation can contribute indirectly to solving one of the main aims of the "Mid-Cretaceous Event" Project – the north-south correlation between the boreal and Mediterranean Cretaceous.

INHALT

A. EINLEITUNG



Fig 1. Generalized Map of the Middle-European Cretaceous with the Working Areas and Standard-Sections of the Working Groups Berlin and Hannover
I.G.C.P. – Major Project „Mid-Cretaceous Events," Subproject Germany-N

Nach vierjähriger Laufzeit wurde 1980/81 der deutsche Beitrag zum IGCP-Major-Project „Mid-Cretaceous Events" organisatorisch abgeschlossen. In ihm hatten sich fünf Arbeitsgruppen der geologischen Institutionen von Münster, Hamburg, Hannover, Berlin, Tübingen und München in einer Reihe von Einzelprojekten zu einer Neubearbeitung der sog. „Mittel-Kreide" (Alb bis Coniac) in einem gebündelten DFG-Projekt zusammengeschlossen. Die Arbeitsgruppe „Germany-N" gliederte sich in die drei folgenden Untergruppen:

a) Kaever & Rosenfeld (Münster): Cenoman-Turon des südlichen Münsterlandes (Raum Dortmund-Bochum-Essen)
b) Schmid & Spaeth (Hannover–Hamburg): Alb bis Coniac von Helgoland
c) Ernst, Schmid & Seibertz (Berlin–Hannover): Cenoman-Turon von Niedersachsen und Westfalen.

Über wichtige Gemeinschaftsergebnisse letztgenannter Arbeitsgruppe soll in diesem Beitrag berichtet werden. Wir hatten uns im Rahmen des Sammelprojektes die Behandlung der isolierten Kreide-Vorkommen zwischen Ost- und Zentral-Niedersachsen sowie von SE-, NE- und NW-Westfalen und deren Koordination unter multistratigraphischen Gesichtspunkten zum Ziel gesetzt (Fig. 1). Das nominelle Thema des Projektes lautete „Faziesentwicklung, Gliederung und Faunengruppen des Cenoman und Turon von Nordwestdeutschland und korrelative Beziehungen zu Süddeutschland".

Der weitgesteckte Arbeitsraum konnte nur durch die Mitarbeit von Diplomanden und Doktoranden einigermaßen abgedeckt werden, deren Betreuung durch die Projektleiter erfolgte. Zwei Arbeitsgruppen teilten sich das Gebiet im gegenseitigen Einvernehmen auf.

a) Working Group Ernst mit den Mitarbeitern Badaye, Dahmer, Farman, Klischies, Rasemann u. a.

Regionale Schwerpunkte und Publikationen: Schöppenstedter Mulde (Weferlingen), Oderwald, Harliberg, Lichtenberger Höhenzug (Baddeckenstedt – Gr. Elbe), Lesser Mulde (Woltwiesche, Söhlde, Salder, Berel etc.), Misburg in der Lehrter Westmulde (Ernst 1975), Steinberg bei Sarstedt (Ernst & Schmid, im Druck), Wunstorf in der Wunstorfer Synkline (Ernst & Schmid 1979, Zawischa 1980), Wüllen bei Ahaus (Ernst 1978). Informationen über die Lokalitäten Baddeckenstedt, Söhlde, Salder, Sarstedt und Misburg finden sich in den Übersichts-Publikationen Ernst, Schmid, Keller et al. 1979; Ernst, Schmid & Klischies 1979 und Ernst & Schmid 1980.

Themen der Mitarbeiter: Baddeckenstedt – Groß Elbe (Diplom-Arbeit Badaye, Abschluß 1983), Salder (Diplom-Arbeit Rasemann, Abschluß 1983), NW-Rand der Lesser Mulde (Diplom-Arbeiten Dahmer und Farman).

b) Working Group Schmid & Seibertz mit den Mitarbeitern Keller, Liever, Meyer, Scheffer u. a.

Regionale Schwerpunkte und Publikationen: Kahnstein in der subhercynen Mulde (Liever 1980, 1981), Hahndorf und Flöteberg im Salzgitterer Höhenzug (Ernst, Schmid, Keller et al. 1979, Ernst & Schmid 1980, Seibertz 1981), Sackmulde (Keller 1981, 1982, Scheffer 1981), Hilsmulde (Meyer 1982), SE-Westfalen (Seibertz 1977, 1979a bis 1979c, Seibertz & Scupin 1982), Hesseltal und Künsebeck im Osning (Keller 1981, 1982; Kaplan & Schmid 1983).

Nord-Niedersachsen: Für ergänzende Informationen und die angestrebte Nord/Süd-Korrelation wurden die heute nicht mehr zugänglichen Profile von Lüneburg und Schacht Staffhorst herangezogen (Fig. 2). Besonders von Staffhorst liegt ein umfangreiches Fossilmaterial – in der Mehrzahl Inoceramen und Echiniden – vor, dessen Bearbeitung durch C. J. Wood vorangetrieben wurde.

Zusammenarbeit mit anderen Wissenschaftlern: Großen Verdienst um das Projekt erwarb sich C. J. Wood (London). Durch seine wirklich phänomenalen systematischen, stratigraphischen und bibliographischen Kenntnisse konnte er unser Wissensgut über die nordwestdeutsche Oberkreide wesentlich bereichern. Bei mehrfachen Besuchen leistete er selbstlose „Entwicklungshilfe" und sorgte für die Anpassung unseres Gliederungssystems an das internationale Standardschema. Durch unermüdliche Durchsicht des oft erdrückenden Sammlungsmaterials trug er erheblich zur Erarbeitung des hier vorgelegten Biozonen-Schemas bei. Ihm verdanken wir insbesondere die Einbeziehung der Staffhorst-Inoceramen in das MCE-Projekt und eine kritische schriftliche Stellungnahme zu den DFG-Berichten.

Bei der Determination von fraglichem Cephalopoden-Material leistete uns der Amateurpaläontologe U. Kaplan (Gütersloh) dankenswerte Hilfe. Darüber hinaus überließ er uns detaillierte Reichweite-Tabellen der nordwestfälischen Ammonitenfaunen.

Die hier vorgelegte Publikation kann nur ein Extrakt aus wichtigen Teilaspekten des Programms sein. Zahlreiche Profile und umfangreiches Fossilmaterial sind bislang erst unzureichend ausgewertet. Eine wesentlich detailliertere Veröffentlichung mit den multistratigraphischen Ergebnissen, den regionalen Standardprofilen sowie Reichweite- und Korrelationstabellen ist für 1985 im Geologischen Jahrbuch vorgesehen.

B. BIOSTRATIGRAPHISCHES GLIEDERUNGSSCHEMA

1. BEMERKUNGEN ZUM BIOZONEN-SCHEMA

Gegenüber unseren früheren Arbeiten (z. B. Ernst, Schmid & Klischies 1979, Ernst & Schmid 1980, Seibertz & Scupin 1982) mußte die Zonen-Einteilung in zunehmender Anpassung an das internationale Schema in vielen Punkten verfeinert oder geändert werden. Wir müssen aber betonen, daß auch das in dieser Arbeit benutzte Schema noch keineswegs ausgereift ist und erst in der geplanten Hauptveröffentlichung in allen seinen Konsequenzen ausführlicher diskutiert und zu einem gewissen Abschluß gebracht werden kann. Das umfangreiche Fossilmaterial konnte bislang erst zum Teil zufriedenstellend gesichtet und ausgewertet werden; ebenso ist die konsequente Korrelation der Profile auf multistratigraphischer Basis noch nicht gänzlich ausgereift.

Aus bekannten Gründen ist im nordwestdeutschen Cenoman und Turon keine einheitliche Cephalopoden-Gliederung möglich (vgl. Ernst, Schmid & Klischies 1979: 28 ff.). Einerseits sind Ammoniten in vielen stratigraphischen Bereichen ausgesprochen selten (z. B. im Ober-Cenoman, Unter- und Mittel-Turon, höheres Ober-Turon, Unter-Coniac), andererseits ist ihre Erhaltung meist ungenügend. Der Mangel an Cephalopoden gilt insbesondere für Ostnieder-

sachsen; in Westfalen sind Ammoniten grundsätzlich häufiger; eine gewisse Zwischenstellung nehmen die zentralniedersächsischen Kreide-Vorkommen von Sack und Hils ein (KELLER 1982, MEYER 1982). Als Quintessenz bleibt, daß die Cephalopoden zwar großen Wert für die internationale Standardisierung der Gliederungsschemata besitzen, in der Kartierpraxis aber nur als zweitrangig angesehen werden können oder überhaupt versagen.

Als weitaus nützlicher erwiesen sich bekanntermaßen die Inoceramen. Sie treten in fast allen stratigraphischen Bereichen und in den meisten nordwestdeutschen Vorkommen ausreichend häufig, mitunter sogar massenhaft auf. Hinzu kommt, daß diese Gruppe erst kürzlich durch TRÖGER (1981) und KELLER (1982) eingehend revidiert wurde, so daß mit ihrer Hilfe eine ziemlich detaillierte Untergliederung möglich ist. In TRÖGERS für Mittel- und Osteuropa vorgeschlagenem Schema werden vom Cenoman bis Unter-Coniac allein 18 Einheiten unterschieden, von denen sich die Mehrzahl in unserem Gebiet bestätigen ließ. Auf nötige Abänderungen oder Verfeinerungen wird in Kap. B. 2 bis B. 8 hingewiesen.

Im Gegensatz zu den Inoceramen ist die Revision der nordwestdeutschen Cephalopoden zur Zeit noch wenig fortgeschritten. WIEDMANN hat zwar im Rahmen des MCE-Programms mit einer Neubearbeitung des westfälischen Materials begonnen, doch wurden erst Teile der Ergebnisse publiziert (WIEDMANN & SCHNEIDER 1979, WIEDMANN 1979). Auf KAPLANS (1982, unveröff.) Verdienste bei der Erarbeitung von Reichweite-Tabellen der nordwestfälischen Ammoniten-Faunen wurde bereits hingewiesen. Als weitere Grundlage waren die neueren Monographien von KENNEDY 1971, KENNEDY & HANCOCK 1978, WRIGHT 1979 etc. nützlich.

Das in dieser Arbeit verwendete Zonen-Schema basiert auf einer Kombination von Inoceramen- und Cephalopoden-Einheiten. Auch der Zonen-Typ ist ungleichgewichtig. Nur untergeordnet wurden echte Arten- oder Range-Zonen verwendet. Häufiger benutzten wir Faunen- oder Assemblage-Zonen, die nach zwei oder drei Index-Arten benannt wurden. Ein konsequentes Arten-Zonen-Schema hat stets den Nachteil, daß seltene Frühformen von Leitarten überbewertet werden, und daß die Hauptlager der vorhergehenden Leitform mitunter erst in die nachfolgende Zone fallen; z. B. würden sonst die in Fig. 4 ausgeschiedenen Peaks der *Mytiloides*-Spezies des unteren Unter-Turon nach den Befunden im Sack (KELLER 1982, Abb. 11) sämtlich ins obere Unter-Turon fallen. Für die Praxis der Zonen-Abgrenzung sind aber Öko-Maxima der älteren Leitart zweifellos wertvoller als seltene Zufallsfunde der jüngeren.

2. UNTER-CENOMAN

a) Abgrenzung: Die Stufen-Abgrenzung zum Alb wird traditionsgemäß mit der Cenoman-Transgression gezogen. Das entscheidende eustatische Event – in Fig. 2–4 als *ultimus/Aucellina*-Event bezeichnet – ist in den randnäheren Profilen allgemein durch eine mehr oder weniger große Schichtlücke gekennzeichnet, in den küstenferneren Bereichen durch einen Fazieswechsel (vgl. Kap. C. 3).

Mikro- und Makrofauna scheinen nach neueren Untersuchungen von JORDAN (1968), WIEDMANN & SCHNEIDER (1979) und WOOD (unveröff.) dafür zu sprechen, daß das Cenoman bereits unterhalb der Transgression im obersten Flammenmergel einsetzt; z. B. scheiden WIEDMANN & SCHNEIDER (1979: 673) nach Ergebnissen vom Kassenberg eine Zone mit *Utaturiceras vicinale* aus, die noch unterhalb der *Mantelliceras mantelli*-Zone liegen soll.

b) Unterteilung: Die 1980 von ERNST & SCHMID benutzte Zweiteilung der Unter-Stufe wird im neuen Schema durch eine Dreiteilung ersetzt. Grundlage der Dreiteilung bildet nach englischem Vorbild die Gruppe der Mantelliceraten (KENNEDY & HANCOCK 1978). Sie ist für überregionale Korrelationen zweifellos besser geeignet als der *Schloenbachia*-Formenkreis, der im wesentlichen auf die boreale Kreide Europas beschränkt bleibt (vgl. WIEDMANN & SCHNEIDER 1979: 664). Für die regionale Untergliederung des Unter-Cenoman bietet sich aber *Schloenbachia* gemäß ihrer größeren Häufigkeit weiterhin an. Doch muß die Spezialbearbeitung der in zahlreiche Spezies und Subspezies aufgespaltenen Gruppe (*varians – subvarians – coupei – subtuberculatus* etc.) abgewartet werden.

Mit Hilfe der Inoceramen – *I. anglicus, I. crippsi* und *I. virgatus* – dürfte ebenfalls eine Dreiteilung der Unterstufe möglich sein, die aber den *Mantelliceras*-Zonen nur teilweise gleichgesetzt werden kann.

c) Faunenzone des *Neohibolites ultimus* und *Mantelliceras mantelli:*

Der von KENNEDY & HANCOCK (1978: V. 15) vorgeschlagenen Benennung des unteren Unter-Cenoman als Assemblage-Zone des *Hypoturrilites carcitanensis* (MATHERON) vermögen wir uns für NW-Deutschland nicht anzuschließen, da dieser Ammonit in unserer Region außerordentlich selten ist oder fehlt. Bei dem vom Kassenberg erwähnten Einzelfund soll es sich nach WIEDMANN & SCHNEIDER (1979: 658) überdies um einen *H. oberlini* DUBOURDIEU handeln. Wir haben diese Zone deshalb nach den beiden oben aufgeführten Leit-Cephalopoden benannt. *Neohibolites ultimus* (D'ORBIGNY) ist zumindest in den küstennäheren „Grünsand"-Profilen relativ häufig. Ebenso hat *Mantelliceras mantelli* (SOWERBY) nach den Tabellen von KAPLAN (1982, unveröff.) im nördlichen Westfalen im tiefen Cenoman sein Hauptlager. Typische Elemente der Begleitfauna sind Spätformen von *Inoceramus anglicus* WOODS und – vorzugsweise im Münsterland – diverse *Mariella*-Arten; für die Flachwasser-Fazies sind Aucellinen charakteristisch und zwar *Aucellina uerpmanni* POLUTOFF neben Spätformen des *gryphaeoides*-Morphotyps (vgl. KELLER 1982: 10 ff., WOOD 1982).

d) Zone des *Mantelliceras saxbii:*

Diese Zone läßt sich zumindest in den westfälischen Profilen mit einiger Genauigkeit fassen (vgl. KELLER 1982, KAPLAN 1982, unveröff., SEIBERTZ, unveröff.); in Niedersachsen ist die Leitform eher spärlich. Für Mittel- und Osteuropa läßt sie sich nach TRÖGER (1981: Abb. 1) im mittleren Unter-Cenoman ebenfalls als Leitform verwenden. *Schloenbachia varians* (SOWERBY) und verwandte Spezies oder Subspezies haben hier ihr Hauptlager.

e) Zone des *Mantelliceras dixoni:*

Die Leitform ist in den niedersächsischen und westfälischen Fundpunkten ziemlich selten (vgl. KELLER 1982; MEYER 1982). Häufiger scheint die verwandte Spezies – *M. orbignyi* (COLLIGNON) – aufzutreten, so daß sich, vorbehaltlich einer

zukünftigen Spezialbearbeitung, eine Umbenennung der Zone empfehlen könnte. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen Kennedy & Hancock (1978: V. 15) für das englische Zonen-Schema. Nach brieflicher Mitteilung von Wood setzen sie in einer in Druck befindlichen Monographie *M. orbignyi* als neue Leitform ein. Als Hilfsmittel für die obere Abgrenzung der Zone kann das sog. *Orbirhynchia*-Ökoevent dienen, das an den Fundpunkt Baddeckenstedt und Sack wenige Meter unterhalb des Mittel-Cenoman nachgewiesen werden konnte.

3. MITTEL-CENOMAN

a) Abgrenzung: Die Untergrenze ist noch nicht vollständig abgesichert. Möglicherweise besteht ein geringmächtiger Zwischenbereich, in dem weder die Mantelliceraten der *dixoni/orbignyi*-Gruppe noch die mittelcenomanen Leit-Cephalopoden auftreten.

b) Unterteilung: Die noch 1980 von Ernst & Schmid für die gesamte Unterstufe benutzte Bezeichnung „*rhotomagense*-Zone" kann den Ansprüchen einer modernen Feinstratigraphie nicht mehr genügen. Nach internationalem Vorbild wird auch hier eine Dreiteilung versucht. Grundlage der Dreiteilung sind die Ammoniten-Gattungen *Acanthoceras* und *Turrilites*. *A. rhotomagense* (Brongniart) bleibt auf die unteren beiden Zonen beschränkt.

c) Faunenzone des *Turrilites costatus, Acanthoceras rhotomagense* und *Inoceramus schöndorfi:*

A. rhotomagense soll in dieser Zone sein Hauptlager besitzen (Tröger 1981: Abb. 1; Kaplan 1982, unveröff.). Das gleiche gilt für *T. costatus* Lamarck und den an vielen Orten typischen *T. scheuchzerianus* Bosc. Auch *Schloenbachia* – vielleicht *S. varians subvarians* Spath – entwickelt ein weiteres Maximum. *Inoceramus schöndorfi* Heinz kann als zusätzliches Leitfossil der Zone dienen, greift aber bis ins mittlere Mittel-Cenoman hinauf. Ein charakteristisches Ereignis dieser Zone ist das geringmächtige *Actinocamax primus*-Ökoevent (vgl. Kap. C. 4).

d) Faunenzone des *Turrilites acutus* und *Acanthoceras rhotomagense:*

T. acutus Passy ist in allen nordwestdeutschen Vorkommen außerordentlich selten, so daß die exakte Abgrenzung der Zone schwierig ist. Das gleiche soll nach Kaplan im nördlichen Münsterland für *A. rhotomagense* gelten, doch scheint diese Form in Niedersachsen in diesem Bereich etwas häufiger zu sein. Vielleicht steht dieser Befund mit der Regressions-Phase des „Middle Cenomanian-Event" (Fig. 2–3) in Zusammenhang, die sich besonders im östlichen Teil unseres Arbeitsgebietes abzeichnet (vgl. Kap. C. 3. c). Im Gefolge der Verflachung werden Echiniden – vor allem *Holaster subglobosus* (Leske) – häufiger und charakteristische Ichnofossil-Horizonte stellen sich ein. Stärkere Schichtreduktionen sind für diesen Bereich wahrscheinlich. Im Inoceramen-Schema kann *I. atlanticus* (Heinz) als brauchbares Index-Fossil der Zone gelten, doch greift die Form bis zur Obergrenze der nächstfolgenden Zone hinauf (Keller 1982: Abb. 9).

e) Zone des *Acanthoceras jukesbrownei:*

Die Leitform beschränkt sich auf einen geringmächtigen Horizont im höchsten Teil der Unterstufe, vorzugsweise auf die weit verbreitete untere Austern-Lage (sog. *Pycnodonte*-Event). Im nördlichen Münsterland wurde sie nach Kaplan (mündl. Mitt.) kürzlich noch 3 m oberhalb dieses Events gefunden.

4. OBER-CENOMAN

a) Abgrenzung: Das Ober-Cenoman im heutigen Sinne umfaßt den größten Teil der früheren „Armen *rhotomagense*-Kalke" und den tiefsten Abschnitt der ehemals ins Unter-Turon gestellten Rot- oder Buntpläner-Fazies (vgl. Ernst & Schmid 1980: Fig. 31). Die Untergrenze des Ober-Cenoman ist durch das bereits erwähnte *Pycnodonte*-Event ausgezeichnet markiert.

b) Unterteilung: Die Neubearbeitung des Grenzbereichs veranlaßte uns, die 1979 und 1980 vorgeschlagene Zweiteilung des Ober-Cenoman durch eine Dreiteilung zu ersetzen. Die überwiegende Mehrzahl der Profile ist jedoch im Bereich der sog. *plenus*-Regression durch erhebliche Schichtreduktionen gekennzeichnet, so daß die oberen Zonen stratigraphisch kondensiert sind oder überhaupt ausfallen können. Nur in den Schwarzschiefer-Folgen der Fundpunkte Misburg und Wunstorf sind die Profile vollständiger entwickelt (vgl. Kap. C. 6).

c) Faunenzone des *Inoceramus pictus* und *Calycoceras naviculare:*

Sie umfaßt den überwiegenden Teil der Schreibkreide-ähnlichen Coccolithen-Fazies, die aufgrund ihrer Fossilarmut in der Lithostratigraphie als „Arme *rhotomagense*-Kalke" bezeichnet wurde. Häufigster Zonen-Indikator ist *Inoceramus pictus pictus* Sowerby und verwandte Unterarten (Tröger 1981: Abb. 1; Keller 1982). Insbesondere in Wunstorf konzentrieren sich die Leit-Inoceramen wenige Meter unterhalb der Faziesgrenze zu einem korrelierbaren Ökoevent. Der in den westeuropäischen Zonen-Schemata zur Benennung benutzte *Calycoceras naviculare* (Mantell) oder eine verwandte Form konnte bisher nur in Wunstorf unmittelbar unter der Faziesgrenze nachgewiesen werden. Er besitzt demzufolge nur für überregionale Korrelationen Interesse. Nach Kennedy & Hancock (1978: V. 16) wird die Bedeutung dieses Leitfossils noch dadurch eingeengt, daß sich sein Hauptlager in Frankreich erst in der nachfolgenden Zone befindet. Für Mittel- und Osteuropa legt Tröger (1981: Abb. 1) den Verbreitungsbereich jedoch unter die *plenus*-Zone.

d) Faunenzone des *Actinocamax plenus* und *Metoicoceras geslinianum:*

Das Vorkommen von *A. plenus* (Blainville) beschränkt sich in Niedersachsen auf einen geringmächtigen Horizont im basalen Rotpläner, namentlich auf die sog. *plenus*-Bank, wenige Dezimeter über der Faziesgrenze (vgl. Ernst, Schmid & Klischies 1979 und Fig. 6). Der Kosmopolit *M. geslinianum* (d'Orbigny) liegt nach Wiedmann & Schneider (1979: 673) als Einzelfund aus der *plenus*-Zone des Kassenberges vor. Ein weiterer *M.* cf. *geslinianum* fand sich in Misburg, mutmaßlich knapp unter der Schwarzschiefer-Fazies. Charakteristi-

sche Begleitformen in den ostniedersächsischen Profilen sind *I. pictus* ssp. und *Orbirhynchia* cf. *wiesti* (Quenstedt).

e) Zone des *Neocardioceras juddii:*

Diese Zone wurde vorerst provisorisch in Anlehnung an die westeuropäischen Gliederungs-Schemata abgegrenzt. Der einzige Nachweis von *Neocardioceras*-ähnlichen Formen gelang bisher nur in der Schwarzschiefer-Fazies von Misburg in Schicht-Nr. 133 (Ernst 1975: Abb. 5) (sog. *Neocardioceras*-Event in Fig. 4 und Kap. C. 4). In der gleichen Schicht sind auch andere Ammoniten – namentlich Sciponoceraten *(S. gracile* ?) – häufig. Typische Begleitelemente sind stark verpreßte *Inoceramus* oder *Mytiloides.* Eine Bearbeitung der Ammoniten-Fauna ist wegen des mißlichen Erhaltungszustandes schwierig, so daß deren Zuordnung zum obersten Cenoman noch nicht abgesichert ist. Wood ist aufgrund eines an *Watinoceras* erinnernden Fundstücks der Ansicht, daß es sich auch um basales Turon handeln könnte. Bei exakter Bestimmung ließen sich die Ammoniten als gute Hilfsmittel für überregionale Korrelationen mit Westeuropa und Nordamerika verwenden. Von Interesse ist, daß *Neocardioceras* auch aus der sächsischen Kreide bekannt ist und daß J. Kennedy 1982 anläßlich einer Tagungs-Exkursion ein Einzelstück in der Regensburger Kreide gefunden hat. Demgegenüber scheint die *Neocardioceras*-Zone in allen Rotpläner-Profilen unseres Raumes aufgrund der erwähnten lückenhaften Sedimentation zu fehlen, und das erste Ökomaximum der unterturonen *Mytiloides*-Formen liegt meist schon dicht oberhalb der *plenus*-Bank (z. B. Lesser Mulde, Sack- und Hilsmulde; vgl. auch Fig. 6).

5. UNTER-TURON

Kauffman (1978) und Tröger (1981) führen eine sehr detaillierte Gliederung der Unter-Stufe in 5 bis 6 Zonen auf der Grundlage von *Mytiloides*-Arten und -Unterarten durch. Nach Keller (1982) ist es zweifelhaft, ob diese Feingliederung auf die niedersächsischen Profile übertragen werden kann; er beschränkt sich auf eine Zweigliederung; eine ähnliche Auffassung vertritt Seibertz (1979, unveröff.) für das südliche Münsterland. Wesentlich dürfte dies darauf beruhen, daß in der Rotpläner-Fazies Niedersachsens und der zeitäquivalenten Kalkknollen-Fazies SE-Westfalens stärkere Schichtreduktionen vorliegen, so daß Formen, die im Western Interior der USA sowie im westlichen und östlichen Europa aufeinanderfolgen, bei uns im gleichen Horizont vorkommen können.. Durch präzise Schicht-für-Schicht-Aufsammlungen muß dieses Problem – besonders auch in den weniger stark kondensierten turonen Anteilen der Schwarzschiefer-Profile – kontrolliert werden. Bis dahin haben auch wir uns in Fig. 2–5 mit einer Zweigliederung der Unter-Stufe begnügt. Wir haben aber Hinweise dafür, daß sich in einigen weniger stark kondensierten Rotpläner-Profilen (z. B. Baddeckenstedt) ein basaler Abschnitt abtrennen läßt, in dem seltene *Mytiloides opalensis* (Böse) (non Seitz ≙ *M. goppelnensis* (Badillet & Sornay)) mit *M. mytiloides* koexistieren. Zumindest an diesen Fundpunkten ist also die Ausscheidung einer *opalensis/mytiloides*-Zone möglich. Im oberen Unter-Turon (sensu auctt.) müssen die Vertikalreichweiten von *M. subhercynicus* (Seitz) und *M. hercynicus* (Petraschek) noch genauer überprüft werden. In Profilen mit geringerer Kondensation (z. B. Misburg) liegt der Horizont von *M. subhercynicus* eindeutig über dem der *mytiloides/labiatus*-Gruppe, in anderen (z. B. Sackmulde, s. Keller 1982: Abb. 11) fällt er mit diesem zusammen. Die nomenklatorische Frage, ob der Name *M. subhercynicus* durch *M. transiens* (Seitz) zu ersetzen ist, wurde zuletzt von Keller (1982: 133) diskutiert. Hinsichtlich der umstrittenen Einordnung der *subhercynicus*- und *hercynicus*-Zone ins basale Mittel-Turon sei auf Seibertz (1979) und Tröger (1981) verwiesen.

6. MITTEL-TURON

a) Abgrenzung: Die Angleichung an das internationale Schema machte es notwendig, die breite, traditionelle deutsche Fassung des Mittel-Turon aufzugeben und die Unter-Stufe auf deren tieferen Abschnitt zu beschränken, in dem Inoceramen der *apicalis/cuvierii/lamarcki*-Formenkreise vorherrschen. Die Beweisführung für diese Neufassung wird in den Arbeiten von Seibertz (1979), Tröger (1981), Keller (1982) u. a. ausreichend behandelt. Keineswegs ausdiskutiert ist aber die Frage der neuen Mittel-/Ober-Turon-Grenze in NW-Deutschland. Der einfachste Weg wäre zweifellos, das traditionelle untere Mittel-Turon zum neuen Mittel-Turon, und das frühere obere Mittel-Turon zum Ober-Turon zu machen. Dagegen bestehen jedoch fundierte Bedenken. Sie veranlaßten uns, in Fig. 2–5 zwei Möglichkeiten der Grenzziehung aufzuzeigen. Der fragliche Zwischenbereich – als Übergangszone des *I.* ex gr. *cuvierii* und *I. costellatus* cf. *pietzschi* bezeichnet – wird im Abschnitt B. 7 behandelt.

Für die darunterliegende Schichtfolge bietet sich eine Zweiteilung an, die den von Tröger (1981: Abb. 2) ausgeschiedenen Einheiten 17 und 18 entsprechen.

b) Faunenzone des *Inoceramus apicalis* und *I. cuvierii:*

In dieser Zone koexistieren kleine bis mittelgroße schwach skulpturierte *I. cuvierii* Sowerby mit *I. apicalis* Woods. Klar auszuscheiden ist diese Zone beispielsweise an den Lokalitäten Kahnstein, Lesser Mulde, Misburg, Sack etc. An der Unter-Grenze besteht ein Überlappungsbereich mit dem oberen Abschnitt der *hercynicus*-Zone, und im Sack-Profil liegt das Hauptlager von *M. hercynicus* bereits in der tieferen *apicalis/cuvierii*-Zone (Keller 1982). In England reicht *I. apicalis* noch tiefer, in die *Mytiloides labiatus*-Zone (s. l.) hinab, und in diesem Niveau liegt auch das Stratum typicum dieser von Woods benannten Form.

c) Faunenzone des *Inoceramus lamarcki, I. apicalis* und *I. cuvierii:*

Oberhalb der *apicalis/cuvierii*-Zone gesellen sich im Bereich der Tufflage C (Fig. 5) den bisherigen Leit-Inoceramen eindeutige *lamarcki*-Formen hinzu. *I. cuvierii* zeigt in diesem Abschnitt neben einer Größenzunahme eine stärker ausgeprägte Skulpturierung. Hier bietet sich deshalb die Ausscheidung einer *lamarcki/apicalis/cuvierii*-Faunenzone an (Fig. 2–5).

7. OBER-TURON

a) Abgrenzung: Das reiche Arten-Spektrum der Inoceramen im Ober-Turon macht eine einheitliche Unterteilung

schwierig. Hinzu kommt, daß weder die Unter- noch die Ober-Grenze der Unter-Stufe zufriedenstellend abgeklärt ist.

Grenze Mittel-/Ober-Turon: Die Grenzziehung ist keineswegs so problemlos wie SEIBERTZ (1979c: 116) behauptet. Die Problematik wird besonders in TRÖGERS Gegenüberstellung verschiedener Gliederungs-Schemata deutlich. Unglücklicherweise kann von unserer Seite nur wenig zur Klärung der Grenzstreitigkeiten beigetragen werden, da die entscheidenden Zonen-Ammoniten – *Collignoniceras woolgari* (MANTELL) und *Romaniceras deverianum* (D'ORBIGNY) – in NW-Deutschland selten sind resp. fehlen. Jedoch ist die oberturone *neptuni*-Zone mit ihrer sog. *reussianum*-Fauna (KENNEDY & HANCOCK 1978) durch ein reiches Ammoniten-Spektrum im *Hyphantoceras reussianum*-Ökoevent (Fig. 4) und dessen angrenzenden Teilen ausgezeichnet belegt und kann die basale Abgrenzung des Ober-Turon erleichtern. Charakteristische Glieder der *reussianum*-Fauna – wie *Scaphites geinitzii* D'ORBIGNY und *Hyphantoceras reussianum* (D'ORBIGNY) selbst – greifen in den niedersächsischen Profilen Kahnstein und Woltwiesche bei Söhlde vereinzelt bis in den Bereich der gut faßbaren Lithoevents Tuff E und Mergellage M_E hinab (Fig. 5). Hier besteht damit eine empfehlenswerte Möglichkeit der Abgrenzung. Es kommt hinzu, daß das sog. ,,Upper *Conulus*-Eustatoevent" dicht unterhalb der Tufflage E einen weiteren, vielerorts ausscheidbaren Leithorizont repräsentiert, der sich besonders in der Schwellen-Fazies durch großen Echiniden-Reichtum auszeichnet (z. B. in Wüllen, Sarstedt, Woltwiesche; ERNST 1978 und ERNST, SCHMID & KLISCHIES 1979).

Ein Nachteil dieser Grenzziehung wäre es, daß die Stufen-Untergrenze alsdann in die Vertikalreichweite von *I. costellatus* (s. l.) fallen würde. Das Erstauftreten dieser Form sollte aber nach Meinung einiger Inoceramen-Stratigraphen die Ober-Turon-Basis markieren (z. B. SEIBERTZ 1979, KELLER 1982). In den ostniedersächsischen Profilen Salder und Söhlde finden sich *costellatus*-ähnliche Formen erstmals bereits unterhalb der Tufflage D in einem gut faßbaren Ökoevent, das sich als zweite Möglichkeit der Unterstufen-Abgrenzung eignet.

Grenze Ober-Turon/Unter-Coniac: Auch diese Grenze ist auf Inoceramen-Basis bisher nicht ausdiskutiert (vgl. TRÖGER 1981: Abb. 3). KAUFFMAN (1978), SEIBERTZ (1979) u. a. ziehen sie mit dem Erstauftreten von *Inoceramus rotundatus* FIEGE. *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER), der als Leit-Ammonit des Unter-Coniac gilt, dürfte jedoch erst etwas später einsetzen, so daß die Grenze zum Coniac dann innerhalb der Vertikalreichweite von *I. rotundatus* – möglicherweise in dessen erstem Hauptlager – gezogen werden müßte (*rotundatus*-Event in Fig. 4; vgl. auch RAWSON et al. 1978, KELLER 1982 u. a.).

b) Unterteilung: Faßt man die Unterstufen-Grenzen im oben diskutierten Sinne (Ersteinsetzen von *I. costellatus* s. l. bis zur Untergrenze des *rotundatus*-Events), so könnte man mit TRÖGER (1981) in diesem Abschnitt vier Einheiten abgrenzen (Unit 19, 21, 22 und tieferer Teil von 23). KELLER (1982) verfeinerte die Gliederung durch etwas abweichende Kombination der Inoceramen-Spektren. Wir selber führen in Fig. 2–5 nach den Befunden in Ost-Niedersachsen eine Fünfgliederung durch, wobei wir aber offenlassen, ob die unterste Zone mit dem Überlappungsbereich von mittel- und oberturonen Inoceramen-Formen zum Mittel- oder Ober-Turon gehört.

c) Übergangszone des *Inoceramus* ex gr. *cuvierii* und *I. costellatus* cf. *pietzschi:*

Als mittelturone Charakterformen dieser Faunenzone haben großwüchsige und grob berippte *I. cuvierii* und ebenfalls große *I. lamarcki stümckei* HEINZ zu gelten. Vergesellschaftet sind sie mit Inoceramen des *inaequivalvis*-Formenkreises, die mutmaßlich den Unterarten *falcatus* und *modestus* zugehören. Neben diesen, in den meisten niedersächsischen Fundpunkten dominierenden Elementen, treten kleinwüchsige, dünnschalige Inoceramen auf, die wir – vorbehaltlich einer genaueren Untersuchung – vorerst als *I. costellatus* cf. *pietzschi* bezeichnen. Sie beschränken sich in den Profilen der Lesser Mulde anfangs auf eine geringmächtige Lage ca. 6 m unterhalb des Tuffs D und sind hier mit zahlreichen dünnschaligen Echiniden (*Sternotaxis* u. a.) vergesellschaftet. Im Bereich der Leithorizonte Tuff E und Mergellage M_E treten z. B. in Salder und Woltwiesche erneut dünnschalige Inoceramen auf, deren Art-Zugehörigkeit aber noch unsicher ist.

Folgt man dem TRÖGERschen Schema, so dürfte die in Frage stehende Zone seiner Einheit 19 entsprechen, in der *I. lamarcki stümckei* mit *I. inaequivalvis* koexistiert. *I. costellatus pietzschi* wurde von ihm allerdings erst oberhalb von 19, in seiner Einheit 21 registriert. Nicht auszuschließen ist, daß in unserem Raum Schichtreduktionen im Gefolge des ,,Upper *Conulus*-Event" vorliegen.

d) Faunenzone des *Inoceramus costellatus* s. l. und *I. striatoconcentricus striatoconcentricus:*

Diese Zone umfaßt einen relativ geringmächtigen Bereich, der in – oder etwas oberhalb – der Mergellage M_E beginnt und noch innerhalb der bereits erwähnten ammonitenreichen Folge, d. h. den Scaphiten-Schichten s. str. endet. Sie ließ sich insbesondere in Groß Elbe mit befriedigender Genauigkeit fassen; ihre Obergrenze liegt hier ca. 10 m über dem eigentlichen *Hyphantoceras*-Event am Top der Schicht 95 (BADAYE, unveröff.). Es muß geprüft werden, ob die KELLERsche Auffassung zu Recht besteht, daß es sich bei den *costellatus*-Formen dieses Bereiches tatsächlich um die Typus-Unterart handelt. Allem Anschein nach entspricht unsere Zone nämlich TRÖGERS Einheit 21, in der *I. striatoconcentricus striatoconcentricus* mit *I. costellatus pietzschi* koexistieren soll. In einer brieflichen Mitteilung schließt sich auch C. J. WOOD dem TRÖGERschen Konzept weitgehend an. Demzufolge könnte es notwendig werden, das in Fig. 2–5 angegebene Index-Fossil *I. costellatus costellatus* durch *I. costellatus pietzschi* zu ersetzen. Neben den namengebenden Leitarten wurde in einigen niedersächsischen Profilen (z. B. Sack, Flöteberg, Söhlde) *I. inaequivalvis* registriert, und KELLER (1982) verzeichnete schon die ersten *M. labiatoidiformis.*

e) *Faunenzone des Mytiloides labiatoidiformis* und *M. striatoconcentricus striatoconcentricus:*

Die Zonen-Untergrenze wurde soeben diskutiert; die Obergrenze fällt nach neuesten Ergebnissen in Groß Elbe und Salder in den Bereich der Tufflage F, so daß sie in Fig. 4 um 3 bis 4 m nach unten verlagert werden muß. Die Inoceramen-

Fauna dieses Abschnitts zeigt einen signifikanten Wechsel, und deren Artenzahl erhöht sich bedeutend (Keller 1982: Abb. 20; Tröger 1981). Neben den Zonen-Leitformen treten *M. striatoconcentricus* aff. *carpathicus* (Simionescu), *I. frechi* Flegel, *I. fiegei* Tröger, *I. dresdensis* Tröger, *I. costellatus* u. a. auf. Manche dieser Formen lassen sich hinsichtlich einer Ökostratigraphie verwenden. So scheint sich *I. fiegei fiegei* auf einen geringmächtigen Horizont rd. 5–6 m unter der Tufflage F zu konzentrieren (Groß Elbe und Sack). An den gleichen Fundpunkten zeigt *M. striatoconcentricus* aff. *carpathicus* dicht unterhalb von F ein Maximum.

Die Affinität der beiden Ökomaxima legt es neben anderen faunistischen Belegen nahe, Kellers (1982: Abb. 16) unbenannten Tuff im Profil Adenstedt V der Sackmulde als Tuff F zu identifizieren. Die von Keller postulierte Aufschlußlücke von rd. 10 m zwischen den Profilen Adenstedt V und Sack I beruht nach Meinung von G. E. und F. S. auf einer Fehlinterpretation und beide Aufschlüsse überlappen sich sogar.

Das Hauptlager von *M. labiatoidiformis* registrierte Keller (1982: Abb. 17) ebenfalls im Bereich von Tuff F. Im östlichen Niedersachsen ist letztgenannte Form dagegen eher selten; dies scheint nach Tröger auch für Mittel- und Osteuropa zu gelten. Einschränkend ist anzumerken, daß Keller die Art *M. labiatoidiformis* (Tröger) wesentlich breiter faßt, als Tröger (1967) es in seiner Originalbeschreibung getan hat.

f) Faunenzone des ,,*Inoceramus* aff. *frechi*":

Die Zonen-Untergrenze ist durch die drei nahe beieinanderliegenden Tuffe F und G sowie das *Micraster*-Event ausgezeichnet markiert. Die Obergrenze wurde in den Profilen Salder, Kahnstein, Sack und Hils unterschiedlich gefaßt. Nach den Befunden in Salder liegt sie zwischen den beiden *Didymotis*-Ökoevents (Fig. 4), womit die Zonen-Mächtigkeit in diesem Profil ziemlich bedeutend wäre (ca. 70 m). Für die Zukunft streben wir deshalb eine detailliertere Unterteilung an. Erschwerend wirkt sich aus, daß Inoceramen nur in den unteren und oberen Profilabschnitten häufiger sind, in denen sich auch die bisher bekannten Ökoevents konzentrieren. Gute Korrelations-Hilfe versprechen jedoch die zahlreichen Mergel- und Kalkmergellagen, die für fast alle niedersächsischen Profile kennzeichnend sind (z. B. Sack, Salder, Flöteberg, Lüneburg). Die derzeitige Benennung – als Zone des ,,*I.* aff. *frechi*" – stellt ein von Wood vorgeschlagenes Provisorium dar. Die exakte systematische Stellung und Determination der Leitform muß noch geprüft werden. Eine gewisse Verwandtschaft besteht zu *I. glatziae* (sensu Radwańska) und zu *M. labiatoidiformis* (im breiten Sinne von Keller). Die im Sackwald von Keller (1982: Abb. 2) durchgeführte Gliederung weicht in diesem Abschnitt gravierend von der unsrigen ab. Für den unteren Teil unserer ,,*I.* aff. *frechi*"-Zone wählte Keller *I. waltersdorfensis hannovrensis* Heinz als Zonen-Indikator. Dieser Version vermögen wir uns für die ostniedersächsischen Profile nicht anzuschließen, da Inoceramen des *waltersdorfensis hannovrensis*-Komplexes in diesem Niveau nur sehr vereinzelt auftreten und erst dicht unter der Turon/Coniac-Grenze häufig werden (vgl. Kap. B. 7. g). Die höheren Teile unserer ,,*I.* aff. *frechi*"-Zone schlägt Keller schon seiner *rotundatus*-Zone zu. Auch dieser Zuordnung müssen wir widersprechen, da der leitende *I. rotundatus* Fiege zunächst äußerst spärlich bleibt oder überhaupt fehlt. Erst in der unteren *Cremnoceramus*-Unterstufe entwickelt er auffällige Ökomaxima (vgl. Kap. B. 8). Leider entspricht damit weder unsere *rotundatus*- noch unsere *waltersdorfensis hannovrensis*-Zone der Kellerschen Fassung, und wir müssen den geneigten Leser nachdrücklich auf diese Diskrepanzen in den beiderseitigen Gliederungsschemata aufmerksam machen. Neben der Leitform konnten wir in der ,,*I.* aff. *frechi*"-Zone Inoceramen der *striatoconcentricus*- und *costellatus*-Gruppe, *I. longealatus* Tröger, *I.* cf. *glatziae*, *I. websteri* (sensu Woods non Mantell), *I. lusatiae*, *I. dresdensis* u. a. nachweisen, von denen jedoch keiner ausreichende Leitfossil-Eigenschaften besitzt.

g) Subzone des *Inoceramus waltersdorfensis hannovrensis*:

Diese Einheit umfaßt nur einen ziemlich geringmächtigen Bereich unterhalb der von uns gewählten Turon/Coniac-Grenze. In Schicht 45 des Profils Salder ist ihre Untergrenze durch das Massenauftreten kleinwüchsiger Exemplare des Leitfossils gekennzeichnet. Die typische Begleitform ist ein relativ großwüchsiger *Didymotis* (nach Wood vielleicht *D. uermoesensis* (Simionescu)). Beide zusammen charakterisieren ein markantes Ereignis, das in Fig. 4 als oberes *Didymotis*-Event ausgeschieden ist. Es bleibt abzuwarten, ob sich dieses Event auch in anderen Profilen nachweisen läßt; zumindest am Kahnstein ist es aller Wahrscheinlichkeit nach vorhanden. *I. waltersdorfensis* und seine Unterarten zählen in Salder auch noch oberhalb der Coniac-Grenze zu den häufigsten Fossilien. In Schicht 57 – rd. 10 m über der Stufengrenze – konzentrieren sie sich zu einem weiten Ökoevent mit vorwiegend großen, dem Typus von *I. w. hannovrensis* gleichenden Exemplaren. *Didymotis* bildet in der obersten ,,*I.* aff. *frechi*"-Zone (Schicht 39 in Profil Salder) eine weitere markante Lage, so daß die Ausscheidung einer *Didymotis*-,,Range-Zone" möglich ist; letztere könnte entscheidend zur Korrelation mit der amerikanischen Oberkreide beitragen und für die Diskussion der Turon/Coniac-Grenze nützlich sein. Angemerkt werden muß, daß Wood es für wahrscheinlich hält, daß *Didymotis* in den USA in etwas höherer Position auftritt.

8. UNTER-CONIAC (*Cremnoceramus*-Unterstufe)

Die Untergrenze wurde bereits mehrfach angesprochen (Kap. B. 7. a und B. 7. g). Wir definieren sie mit dem ersten Massenauftreten von *I. (Cremnoceramus) rotundatus*, einem offenbar überregionalen Ereignis, das bisher an den Lokalitäten Salder, Sack und Staffhorst nachgewiesen werden konnte. Für die Detailgliederung des Unter-Coniac bietet sich die *Cremnoceramus*-Reihe *rotundatus* – *erectus* – *deformis* an. Häufigkeit und weite Verbreitung prädestinieren sie bekanntermaßen zu brauchbaren Leitformen. Gute Eignung zur Korrelation verspricht ferner das *inconstans*-Event (Fig. 4), das sicherlich über Salder und Staffhorst hinaus auch andernorts nachgewiesen werden kann.

C. EVENT-STRATIGRAPHIE

1. ALLGEMEINES ZUR EVENT-STRATIGRAPHIE

Wenn man die zahlreichen, seit Begründung des IGCP-Projekts weltweit unter dem kleidsamen Terminus „Mid-Cretaceous Events" erschienenen Publikationen und Vortragsreferate der MCE-Symposien Revue passieren läßt, so befassen sich nur wenige mit einer echten Event-Stratigraphie. Neben klassischen Forschungsobjekten – wie Litho- und Biostratigraphie, Fauna, Evolution und Fazies – wurden zwar auch eustatische, orogenetische, plattentektonische oder anoxische Events behandelt, doch suchte man sie nur selten für eine umfassende und übergreifende Event-Stratigraphie zu nutzen.

Auch unsere Arbeitsgruppe verwendete anfangs ihre Hauptarbeitskraft auf traditionelle stratigraphische und faunistische Zielsetzungen. Den Events – als geochronologischen Hilfsmitteln – standen wir eher skeptisch gegenüber. Mit zunehmender Verfeinerung der Gliederungssysteme zeigte sich jedoch, daß die klassischen Methoden bei Feinkorrelationen der Gebietsstandards ihre Grenzen erreicht hatten. Immer wieder mußten wir feststellen, daß die Vertikalreichweiten der Leitformen keineswegs in allen Gebieten und differierenden Faziesbereichen übereinstimmten. Insbesondere hängen die üblichen Biozonen-Vergleiche zu stark vom jeweiligen Fossilreichtum, von Zufallsfunden seltener Leitarten, Intensität der Sammelarbeiten und Aufschlußverhältnisse ab. Exakte Profil-Korrelationen sind auf dieser Basis kaum durchzuführen.

Bei der Lösung dieses Dilemmas erwiesen sich jedoch die Events als probates Mittel. Mit ihrer Hilfe konnten regionale Differenzen in den geochronologischen Schemata ausgeglichen und überbrückt werden. Der Umfang von Schichtlükken und das Ausmaß von stratigraphischen Reduktionen und Kondensationen ließ sich mit wachsender Genauigkeit abschätzen.

Die Event-Stratigraphie erhielt somit definitiv eine Art selbständigen Rang unter den geochronologischen Methoden, ohne daß sie allerdings auf das mehr oder weniger weitmaschige Netz der Zonen-Gliederung verzichten kann.

Klassifikation der Events: Klassifikatorisch wurde zwischen Eustato-, Öko-, Litho-, Tephro-, Tekto-, Phylo- und oxisch/anoxischen Events unterschieden. Unter diesen kommt den eustatischen Events sicherlich eine herausragende, vielfach überregionale Bedeutung zu. Aber auch gewisse Ökoevents zeigen eine bemerkenswerte horizontale Reichweite und spiegeln die Gleichzeitigkeit von Umweltänderungen in den europäischen Kreidemeeren wieder (vgl. Kap. C. 7).

Wie bei jeder Klassifikation ist eine scharfe Trennung der verschiedenen Event-Typen in vielen Fällen schwierig. Eher sind Überschneidungen die Regel. Eustatoevents mit regressiven Tendenzen dokumentieren sich häufig als Lithoevents oder als Fossillagen (Ökoevents). Ebenso werden oxisch/anoxische Ereignisse habituell erst durch Fazieswechsel oder Lithoevents kenntlich.

2. OST/WEST- UND NORD/SÜD-KORRELATION

In den folgenden Kapiteln haben wir uns im wesentlichen auf eine Ost/West-Korrelation der isolierten Kreide-Gebiete von Ostniedersachsen, Zentralniedersachsen und Westfalen konzentriert. Die Brücke zu den lokalen nördlichen Aufschlüssen von Staffhorst, Lüneburg und Helgoland ist schwieriger zu schlagen. Die Ausweitung des Event-Korrelationsschemas auf die west- und osteuropäischen Regionen kann im Rahmen dieser Publikationen nur andiskutiert werden (s. Kap. C. 7). Geotektonisch werden die Kreide-Vorkommen von Ost- und Zentral-Niedersachsen durch die sog. Mittelmeer-Mjösen-Strukturzone getrennt. Zwischen die zentralniedersächsische und westfälische Kreide schaltet sich das Hochgebiet der Lippisch-Westfälischen Schwelle ein (Fig. 1). Die Ablagerungsräume zeigen einige grundsätzliche Unterschiede.

In Niedersachsen beeinflußten halokinetische Faktoren das Sedimentationsgeschehen, und die Position der Profile zu den Salzdiapiren spielt eine wesentliche Rolle. Je nachdem, ob sich die Aufschlüsse an den Flanken der Salzstöcke oder in den dazwischenliegenden weitgespannten Mulden befinden, ist zwischen Schwellen-, Randsenken- und Becken-Fazies zu unterscheiden (vgl. Ernst, Schmid & Klischies 1979). Schon in nahe benachbarten Profilen kann es zu Sedimentations- und Mächtigkeits-Differenzierungen kommen (vgl. Kap. C. 3 sowie Keller 1982, Meyer 1982, Seibertz 1981).

Vergleichsweise ruhig verlief die Sedimentation am Nordrand des Münsterlandes. Hier lassen sich die Aufschlüsse schon auf lithostratigraphischer Basis zufriedenstellend korrelieren. Nur am Westrand, im Grenzbereich zur ostholländischen Schwelle und rheinischen Masse liegen z. B. in Wüllen Sedimente mit reduzierter Mächtigkeit vor.

Am Südrand des Münsterlandes schalten sich in die karbonatische Normalfazies verschiedentlich „Grünsande" ein, die in der Regel Schichtlücken indizieren (vgl. Kap. C. 3). Außerdem komplizieren Sedimentations-Anomalien einen ruhigen Ablauf, die nach Seibertz (1979a) durch Schollentektonik verursacht wurden.

Von den nördlichen Kreide-Aufschlüssen – Staffhorst, Lüneburg und Helgoland – liefert nur Staffhorst ein relativ lükkenarmes Profil mit rd. 230 m mächtigem Cenoman und Turon. Lüneburg und Helgoland liegen auf den Kissen von kreidezeitlich aktiven Salzstrukturen und zeigen entsprechende Schichtreduktionen. Nachteilig wirkt sich aus, daß die Event-Stratigraphie in den abgesoffenen Kreidegruben von Lüneburg und in dem bereits 1961–1964 abgeteuften Schachtprofil Staffhorst nicht mehr gezielt überprüft werden kann. Eine Rekonstruktion ist nurmehr anhand von Fossilmaterial, Berichten und Literaturangaben möglich (z. B. Heinz 1926). In Helgoland sind die anstehenen Schichten nur submarin zugänglich, und die Profilbearbeitung muß sich vornehmlich auf ertauchte und angeschwemmte Proben stützen (Schmid & Spaeth 1980).

3. EUSTATOEVENTS
(Fig. 2–3)

Die untere Oberkreide unseres Raumes ist verhältnismäßig reich an eustatischen Events, so daß mit ihrer Hilfe eine ziemlich detaillierte Gliederung möglich ist. Vom Cenoman bis Mittel-Coniac lassen sich etwa ein Dutzend Ereignisse ausscheiden, die sich nach Fig. 3 einigermaßen regelmäßig auf diesen Zeitabschnitt verteilen. Der mittlere Abstand der Meeresspiegelschwankungen berechnet sich anhand der absoluten Skala mit rd. einer $^3/_4$ Million Jahre.

Benennung: Wir haben uns auf den eher unverbindlichen Terminus ,,Eustatoevent" geeinigt, da ein klarer Entscheid über die trans- oder regressive Tendenz von eustatischen Ereignissen nicht immer möglich ist. Geht einer Transgression eine Regression voraus, so ist letztere häufig nur negativ, durch einen Hiatus gekennzeichnet, und erst die transgressive Phase hinterläßt typische Hinweise im Sedimentationsgeschehen. Die Einzel-Events wurden von uns entweder nach dem stratigraphischen Abschnitt oder ihren charakteristischen Fossil-Assoziationen benannt. Vorzugsweise wurden Echiniden und Austern herangezogen, die zumindest bei Massenauftreten als brauchbare Flachwasser-Anzeiger gewertet werden können.

Kennzeichen der Eustatoevents: Habituell können Eustatoevents ihren Ausdruck in Transgressions-Anzeichen, Erosionstaschen, Schichtlücken, Hartgründen, Glaukonit-Horizonten, Konkretions- oder Kalkknollen-Lagen, abrupten Faziesänderungen, Sedimentations-Anomalien oder Fossillagen finden. Alle diese Phänomene wurden in Fig. 2 durch spezifische Symbole gekennzeichnet und in ihrem regionalen Wandel dargestellt. Sofern nur Striche in die Einzelspalten eingetragen sind, so können diese entweder Kenntnislücken oder den objektiven Mangel an charakteristischen Hinweisen bedeuten.

Glaukonit-Horizonte: Sämtliche ,,Grünsand"-Events der westfälischen Kreide – wie *ultimus*-, Hemmerner-, Bochumer-, Soester- oder Rothenfelder-,,Grünsand" – repräsentieren nach unserer Meinung eustatische oder tektogenetische Ereignisse, denen vielfach Schichtlücken vorausgehen. Besonders umfangreich dürfte der Hiatus an der Basis des oberturonen Soester ,,Grünsandes" sein. Allem Anschein nach besitzen alle westfälischen Glaukonit-Horizonte zeitgleiche lithologische oder faunistische Äquivalente in der niedersächsischen Kreide.

Küsten-/Becken-Bereich: Eustatoevents prägen sich ihrer Natur nach in küstennäherer paläogeographischer Position deutlicher ab als im Beckeninnern. Deshalb nimmt es nicht Wunder, daß in den küstenferneren Profilen von Staffhorst, Lüneburg und Helgoland bisher nur wenige eustatische Ereignisse belegt werden konnten. Doch spielt hierbei auch der dürftige Kenntnisstand dieser Aufschlüsse eine Rolle (s. Kap. C. 2).

Isochronie: Es ist uns bewußt, daß die exakte Isochronie vieler Eustatoevents – wie die der anderen Events – in etlichen Fällen noch eingehender überprüft und durch Spezialuntersuchungen abgesichert werden muß. Gerade bei transgressiven Ereignissen muß ihrer Natur nach mit diachronen Tendenzen gerechnet werden.

Trans- und Regressionskurve (Fig. 3): Eine Bewertung der trans- oder regressiven Tendenzen ist quantitativ nur schwer durchzuführen. Daher haben wir in Fig. 3 bewußt darauf verzichtet, dem mutmaßlich globalen Anstieg des Meeresspiegels im Verlauf des Alb-Cenoman Rechnung zu tragen. Diese Tendenzen wurden mehrfach in jüngeren Publikationen von HANCOCK (1969, 1975: Fig. 5), HANCOCK & KAUFFMAN (1979: Fig. 4–5) u. a. aufgezeigt und diskutiert. Der in Fig. 3 eingezeichnete Kurvenverlauf hat eher unsere subjektive Intuition für den regional eng begrenzten nordwestdeutschen Raum zur Grundlage. Wir sind der Ansicht, daß die kleinräumigen epirogenetischen, orogenetischen und halokinetischen Vorgänge die globalen Ereignisse vielfach überprägen und überlagern. Im übrigen sind die Kurven von HANCOCK und KAUFFMAN stratigraphisch zu ungenau fixiert, um präzise Vergleiche anstellen zu können. Das Maximum im Mittel-Cenoman, das Minimum im Cenoman/Turon-Grenzbereich und der erneute Anstieg im tieferen Turon kennzeichnen aber auch unseren Kurvenverlauf. Auch könnte man die Regressionsphase im höheren Turon der angloamerikanischen Kurven mit dem nordwestdeutschen ,,Upper *Conulus*-Event" oder dem *Micraster*-Event parallelisieren. Das Minimum unseres ,,Emscherian-Event" besitzt jedoch in den Kurven von HANCOCK & KAUFFMAN kein Äquivalent, sondern fällt in einen transgressiven Abschnitt. Die den gerasterten Teil unserer Kurve durchziehende Linie soll nur als optisches Hilfsmittel dienen und nicht etwa eine fiktive mittlere Meeresspiegelhöhe in der Oberkreide-Zeit indizieren.

Einzelbeispiele:

Die detaillierte Beschreibung aller in Fig. 2–3 aufgeführten Eustatoevents muß der geplanten Hauptveröffentlichung vorbehalten bleiben. Hier können wir nur Kurzbeschreibungen liefern. Einige eustatische Ereignisse der nordwestdeutschen Kreide wurden von uns bereits früher behandelt (ERNST, SCHMID & KLISCHIES 1979: 41 f.; ERNST, SCHMID, KELLER et al. 1979: 11 f.; KELLER 1981, 1982, SEIBERTZ 1979a, b).

a) *Ultimus/Aucellina*-Eustatoevent:

Dieses Ereignis wurde bereits im Kap. B. 2 andiskutiert, und KELLER (1982) hat es erst kürzlich für den zentralniedersächsischen Raum ausführlicher behandelt. Die charakteristische Grünsandfazies wird üblicherweise von Phosphorit-Konkretionen begleitet. In SE-Westfalen läßt sich die Phosphorit-Knollenlage zwischen Rüthener- und *ultimus*-Grünsand über rund 30 km verfolgen. Das *Aucellina*-Hauptlager folgt in der Regel erst unmittelbar über dem Hauptvorkommen von *Neohibolites ultimus* (z. B. Sack und Flöteberg). Die bereits erwähnte Schichtlücke an der Basis des Events umfaßt mutmaßlich in der Regel nur den höchsten Teil der *Stoliczkaia dispar*-Zone des obersten Alb sowie das unterste Unter-Cenoman (Zone des *Utaturiceras vicinale* im Vorschlag von WIEDMANN & SCHNEIDER 1979).

b) *Schloenbachia/virgatus*-Eustatoevent:

Dieses regressive Event wird in Niedersachsen durch eine Acme-Zone von *Schloenbachia* gr. *varians* und *Inoceramus virgatus* gekennzeichnet. Im südlichen Westfalen ist es nach SEIBERTZ (1979, unveröff.) durch den sog. Hemmerner Grünsand vertreten, der gleichfalls neben *I. virgatus* massenhaft *Schloenbachia* führt, von denen letztere nur schemenhaft, in glaukonitfreien Steinkernen identifizierbar sind. Die genaue stratigraphische Position des Events ist wegen der schlecht erhaltenen Mantelliceraten noch nicht endgültig abgesichert. In den Fig. 2–3 haben wir dies Event an die Grenze der *saxbii*- zur *dixoni*-Zone gestellt. Dies stimmt nach WOOD mit den Befunden in S-England – insbesondere Dover – überein. Da das Event darüber hinaus auch in der nordenglischen Pro-

Age m.y.	Stages Sub-stages	Inoceramid and Cephalopod Zones	Eustato-Events (Eco-Events+Oxic/Anoxic-Events)	STAGES
86	CON. M	I. (Volviceramus) koeneni	Emscherian-Event	CON.
	CON. Lower	I. rotundatus	Lower Coniacian-Event	CON.
87	TURONIAN Upper	I. waltersdorfensis hannovrensis; I. aff. frechi; M. labiatoidiformis; I. costellatus s.l.	*Micraster*-Event	TURONIAN
88	TURONIAN	I. ex gr. cuvieri (large); I. cost. cf. pietzschi	Upper *Conulus*-Ev.	TURONIAN
	TURONIAN M	I. lamarcki; I. apicalis + I. cuvierii	Lower *Conulus*-Ev.	TURONIAN
89	TURONIAN Lower	M. hercynicus; M. labiatus; M. mytiloides (Mytiloides / Inoceramus)	*Mytiloides*-Events	TURONIAN
	CENOMANIAN Upper	Neocardioceras	Rotpläner/Black Shale-Event	CENOMANIAN
90	CENOMANIAN Upper	Actinocamax plenus	*plenus*-Event	CENOMANIAN
91	CENOMANIAN Upper	Calycoceras naviculare; Inoceramus pictus	*Oyster*-Events	CENOMANIAN
92	CENOMANIAN Middle	Acanthoceras jukesbrownei; Acanth. rhotomagense; Turrilites acutus; Turrilites costatus	Middle Cenomanian-Event	CENOMANIAN
93	CENOMANIAN Lower	Mantelliceras dixoni; Mantelliceras saxbii	*Schloenbachia/virgatus*-Event	CENOMANIAN
	CENOMANIAN Lower	Neoh. ultimus; Mantelliceras mantelli	*ultimus/Aucellina*-Event	CENOMANIAN

Facial Characteristics of Events based on Standard Sections

- Münsterland: NW Rheine-Ahaus; SW Kassenberg; SE Soest to Paderborn; NE Osning
- Lower Saxony: Hils-, Sack Syncline (Coniacian: missing); Hannover Area; Salzgitter Area; Mine Shaft Stafforst; Saltdome Luneburg
- North Sea Basin: Helgoland

Legend:

- limestone
- calcarenite
- marl or marly limestone
- red limestone or marl
- black shale
- facies change e.g. marl to limestone
- glauconite, greensand
- phosphorite
- flint nodules
- red flint
- limestone pebbles
- infraformational pebbles in erosional pockets
- erosional pockets
- hardground
- transgression
- regression with solution pebbles
- x x sedimentation anomalies based on relief unconformities
- Hiatus
- — unknown
- *Schloenbachia*
- *Inoceramus* or *Mytiloides*
- Oyster
- *Conulus*
- *Micraster*
- *Isomicraster*

Map: working areas; Occurrence of Cretaceous; Helgoland; Luneburg; Stafforst; Hannover area; Lower Saxony; Rheine-Ahaus; Osning; Münsterland; Hils, Sack; Salzgitter area; Kassenberg; Soest-Paderborn

Fig. 2. Facial Characteristics of Eustato-Events in the Middle Cretaceous of NW-Germany
(MCE-Working Group Germany-N: ERNST, SCHMID & SEIBERTZ 1982)

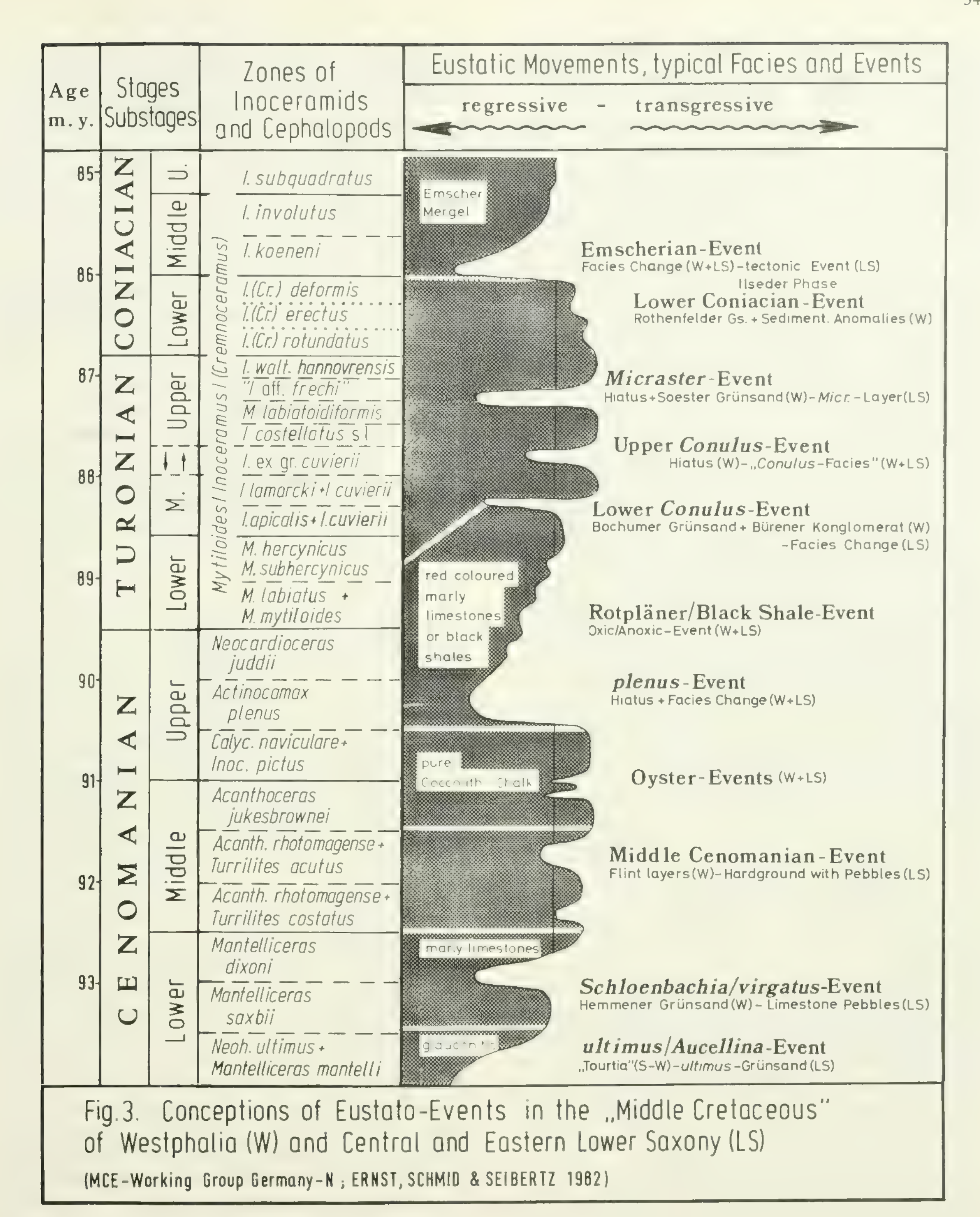


Fig. 3. Conceptions of Eustato-Events in the „Middle Cretaceous" of Westphalia (W) and Central and Eastern Lower Saxony (LS)
(MCE-Working Group Germany-N; ERNST, SCHMID & SEIBERTZ 1982)

vinz nachgewiesen werden konnte, dürfte es sich hervorragend für überregionale Korrelationen eignen.

c) Middle Cenomanian-Eustatoevent:

Dieses ebenfalls regressive Event stellt zumindest in Niedersachsen am Nordrand der Lesser Mulde und in Misburg einen markanten, bis etwa 1,5 m mächtigen Leithorizont dar, der erstmalig von BRÄUTIGAM (1962: 21) beschrieben wurde. Er ist durch ein Akkumulat bis kartoffelgroßer, oft grün gerindeter, verbackener Kalkknollen gekennzeichnet. Diese Knollen sind vielfach angebohrt und von Epizoen bewachsen (ERNST, SCHMID, KELLER et al. 1979).

Der gleiche Horizont ist weniger markant am Lichtenberger Höhenzug (Baddeckenstedt) und in Sack- und Hilsmulde als Kalkknollenbank entwickelt. Auffallend ist überall das gehäufte Vorkommen von *Holaster subglobosus* und gelegentlich das von *Acanthoceras*-Fragmenten. Alle genannten Merkmale weisen auf Flachwasserverhältnisse mit reduzierter Sedimentation und Hartgrund-Eigenschaften hin (sog. ,,HG-grün"). Lithostratigraphisch ist das Event an, oder

knapp unter der Faziesgrenze der Mergelkalk-Folge gegen die weißen Coccolithen-Kalke („Arme *rhotomagense*-Kalke") einzuordnen. Biostratigraphisch fällt es nach den wenigen Funden von *Turrilites* cf. *acutus* mit ziemlicher Sicherheit in das mittlere Mittel-Cenoman, doch muß der Umfang der Schichtlücke oder Kondensation noch genauer präzisiert werden. Im südlichen Westfalen stellen sich im gleichen Niveau entweder Feuersteine (im SE) oder Grünsande (im SW) ein (Fig. 2).

d) Oyster-Eustatoevents:

Es handelt sich für gewöhnlich um mehrere (meist 2 bis 3) dünne Austernlagen, die sich in der sonst vorherrschenden rein weißen Coccolithen-Fazies durch etwas gröberes Sediment und gelegentliche Dunkelfärbung hervorheben. Zwei unterschiedliche Austern-Formen treten auf, und zwar kleine *Pycnodonte* cf. *vesicularis* und *Amphidonte obliquatum* (Pulteney) (det. A. Dhondt). Erstere tritt bevorzugt in der unteren, letztere in den oberen Lagen auf. Die *Pycnodonte*-Lage ist üblicherweise am besten ausgeprägt und identisch mit der Austernbank der früheren Autoren. In vielen Fällen sind die Austern beidklappig erhalten, blieben in der typischen gewölbt-unten-Stellung orientiert und nutzten ihre eigenen Artgenossen oder Fossilfragmente als Anheftungsobjekte. Daneben treten aber auch isolierte, offenbar aufgearbeitete Klappen auf. Die regionale Verbreitung der Austernlagen ist bedeutend. Sie konnten nicht nur in fast allen unseren nordwestdeutschen Fundpunkten, sondern auch in der nordenglischen Provinz nachgewiesen werden. Die höheren Austern-Events sind darüberhinaus auch für Südengland charakteristisch. Unter eustatischen Aspekten deuten die Austernlagen ein oszillierendes Verflachen der Meerestiefe an und weisen auf verminderte Sedimentation hin. Hinsichtlich der stratigraphischen Position sei auf Kap. B. 3. e und Fig. 2–4 verwiesen.

e) *Plenus*-Eustatoevent: Siehe Kap. C. 6.

f) *Mytiloides*-Eustatoevents:

Sie sind durch ein mehrfaches Massenvorkommen von verschiedenen *Mytiloides*-Arten gekennzeichnet, die oft in dichter Packung ganze Bänke aufbauen. Auffällig ist die vorherrschende gewölbt-unten-Anordnung, wobei oft beide Klappen noch unmittelbar aneinander stoßen. Soweit ausreichend untersucht, handelt es sich um drei Hauptlager, die Heinz (1926) schon in den beckenferneren Profilen von Lüneburg ausscheiden konnte und die Keller (1982, Abb. 11) im Sack und Seibertz (1979b, c) im südlichen Westfalen wiederfanden. Die Natur dieser Events – ob eustatisch oder ökologisch bedingt – ist noch unsicher. Auffällig ist, daß sich die ersten bankartigen Massenvorkommen von *Mytiloides* in Misburg und Sack in den höchsten Schwarzschiefer-Lagen resp. dicht oberhalb derselben einstellen. Da Schwarzschiefer gemeinhin eher größere Meerestiefen indizieren, ist es wahrscheinlich, daß die *Mytiloides*-Events mit regressiven Tendenzen verknüpft sind.

g) Lower *Conulus*-Eustatoevent:

In SE-Westfalen ist das Ereignis durch Erosionstaschen mit flachen intraformationalen Kalkgeröllen charakterisiert (sog. Bürener Konglomerat, Seibertz 1979a: 7). Sein westliches Äquivalent dürfte der Bochumer Grünsand sein. Im östlichen Niedersachsen ist der Faziesumschlag von roten, z. T. knolligen Flachwasserkalken zu normaler weißer Kalksedimentation unter Vorbehalt als zeitgleich anzusehen. In diesem Bereich tritt *Conulus subrotundus* (Mantell) auf, woraus die gewählte Bezeichnung resultiert. Im Raum Salzgitter lassen sich überdies halokinetisch erklärbare Sedimentations-Anomalien feststellen.

h) Upper *Conulus*-Eustatoevent:

Das Event wurde von uns bereits mehrfach behandelt (Ernst 1978; Ernst, Schmid & Klischies 1979: 35 f.; Ernst & Schmid, im Druck). Nach neuerer Auffassung (Seibertz) muß die noch 1979 von uns vermutete Korrelation dieses Events mit dem soeben besprochenen Bochumer Grünsand und Bürener Konglomerat korrigiert werden, da diese mit dem „Lower *Conulus*-Eustatoevent" isochron sein dürften. Stattdessen besteht im südlichen Münsterland in diesem Niveau ein Hiatus. Stratigraphisch fällt das Event in die Faunenzone mit großen *Inoceramus* ex gr. *cuvierii* und *I. lamarcki stümckei*, die z. B. in Wüllen vielfach mit *Conulus*-Coronen gefüllt sind.

i) *Micraster*-Eustatoevent:

Hinsichtlich dieses weit verbreiteten und gut faßbaren Events kann auf Ernst, Schmid & Klischies (1979: 30) verwiesen werden. Neu ist, daß Seibertz geneigt ist, den Soester Grünsand als Äquivalent des niedersächsischen *Micraster*-Events anzusehen, da dieser eine identische *Micraster*-Fauna beinhaltet und über ihm die gleiche Inoceramen-Assoziation folgt. Im Evolutionsgeschehen der *Micraster*-Hauptlinie findet zu diesem Zeitpunkt nämlich ein entscheidender Schritt statt, der es nahelegt, den Ulceby-Marl der nordenglischen Provinz (oder das darüber liegende Ulceby Oyster-Bed) mit unserem *Micraster*-Mergel M_G zu parallelisieren (briefl. Mitt. Wood). Möglicherweise kommt damit auch diesem Event eine herausragende überregionale Bedeutung zu. Biostratigraphisch ist der *Micraster*-Mergel als zentrale Lage innerhalb des Events in die unterste „*Inoceramus* aff. *frechi*"-Zone zu verlagern, nachdem sich herausstellte, daß die Untergrenze dieser Zone in die Tufflage F fällt (vgl. Kap. B. 7. e und Fig. 5).

j) Lower Coniacian-Eustatoevent:

Hier handelt es sich um ein weniger auffälliges Event, das in seiner regionalen Verbreitung noch präzisiert werden muß. Im SE-Münsterland ist es durch Sedimentations-Anomalien im Gefolge synsedimentärer Schollentektonik erkennbar (Seibertz 1979a). Das nordostwestfälische Äquivalent könnte der Rothenfelder „Grünsand" sein. Im Bereich des Events sind in vielen Profilen Seeigel der Untergattung *Isomicraster* angereichert und im Wetterschacht Grevel und benachbarten Profilen zeigt sich z. B. eine prägnante Acme-Zone von *Micraster (Isomicraster)* aff. *brevis* (Desor). Diese Acme-Zone ist möglicherweise isochron mit einem Peak in der Häufigkeit von *Echinocorys gravesi* (Desor) im Schacht Staffhorst (Ernst 1970: Abb. 1, 2; Seibertz 1978: Abb. 15).

k) Emscherian-Eustatoevent:

Dieses unter allen Eustatoevents unseres Raumes vielleicht wichtigste Ereignis ist durch eine erhebliche Belebung des

tektonischen Geschehens bedingt: Hebung des Harzes im Verlauf der subherzynen Ilseder Phase sowie Heraushebung der Lippisch-Westfälischen Schwelle nebst Großgleitungen im Gebiet von Halle (VOIGT 1977). Insofern könnte man es auch als Tektoevent bezeichnen. Lithologisch ist es durch einen auffälligen Fazieswechsel von biogen-kalkiger zu feinklastischer Sedimentation (Emscher-Mergel) gekennzeichnet. Den früher von uns (ERNST, SCHMID & KLISCHIES 1979: 42) gewählten Terminus „*koeneni*-Regression" müssen wir durch den neuen Begriff Emscherian-Event ersetzen, da es sonst Verwechslungen mit dem Ökoevent des *Inoceramus koeneni* geben würde. Im übrigen ist das Emscherian-Event in der Literatur hinlänglich bekannt.

4. ÖKOEVENTS
(Fig. 4)

Unter Ökoevents verstehen wir relativ kurzfristige, durch Verbesserung der Umweltfaktoren bedingte Blütezeiten von Arten, Gattungen oder ganzer Faunen. Handelt es sich um Häufigkeitsmaxima von Arten oder Gattungen, so sind sie mit den Hauptlagern, Peak- oder Acme-Zonen früherer Terminologie identisch. In diesen Fällen können sich die Fossilien auf einzelne oder mehrere Lagen oder auch auf etwas mächtigere Schichtkomplexe konzentrieren. Diese Ökoevents werden nach den entsprechenden Index-Formen benannt. Beispiele hierfür sind die drei bereits in Kap. C. 3. f genannten *Mytiloides*-Events oder die *lamarcki/cuvierii*-Events. Daneben gibt es aber auch oft erstaunlich kurzfristige Blütezeiten von bestimmten Faunen-Assoziationen, die ausschließlich auf einen definitiven, geringmächtigen Horizont beschränkt bleiben. Sie wurden von uns nach einem typischen Vertreter des Faunenspektrums benannt. Als Beispiel hierfür können das *primus*-, das *Neocardioceras*- oder die beiden *Didymotis*-Events gelten.

Paläogeographische Position: Ökologische Events kennzeichnen vorzugsweise die küstennähere Randfazies oder Untiefen (z. B. aktive Salzkissen), während sie sich in der Beckenfazies abschwächen oder verwischen. Begründet sind diese Verhältnisse durch die eustatisch oder epirogenetisch verursachten Verflachungen, die sich ihrer Natur nach in den peripheren Beckenbereichen relativ stärker auswirken als in den bathymetrisch tieferen, zentralen Teilen. Etliche Ökoevents zeigen ihren engen Verbund mit regressiven Tendenzen besonders deutlich, so z. B. das bereits im Kap. C. 3. h beschriebene „Upper *Conulus*-Event" oder auch die *Micraster*-Lage in Niedersachsen und deren westfälisches „Grünsand"-Äquivalent (Kap. C. 3. i).

Reichweite und Anzahl: Ökoevents können zwar im halokinetisch stark differenzierten Niedersächsischen Becken gelegentlich lokal begrenzt sein, häufiger zeigen sie jedoch eine bemerkenswert große horizontale Reichweite und lassen sich praktisch über den gesamten nordwestdeutschen Raum hinweg korrelieren. Einige Ökoevents können darüber hinaus auch überregional, z. B. in die englische Kreide hinein verfolgt werden (z. B. *virgatus*-, Austern- und *Hyphantoceras*-Events). Von den zahlreichen Ökoevents wurden in Fig. 4 nur die etwa 20 wichtigsten dargestellt. Von diesen sollen in den Folgekapiteln nur einige besonders typische Beispiele beschrieben werden.

a) *Actinocamax primus*-Ökoevent:

Es handelt sich hier um das Musterbeispiel eines kurzfristigen Events, das offenbar an allen Fundpunkten auf eine geringmächtige Lage beschränkt bleibt. Als Index-Fossil wählten wir *Actinocamax primus*, der am Entdeckungsort des Events in Wunstorf in bisher ca. 50 Exemplaren geborgen wurde. Die sehr bezeichnende, reiche Begleitfauna umfaßt wenigstens 30 Arten, darunter 3 irreguläre Echiniden, 8 Brachiopoden, zahlreiche Lamellibranchiaten und Vertreter anderer Gruppen. Besonders typisch sind: *Hemiaster griepenkerli* (STROMBECK), *Sciponoceras baculoides* (MANTELL), *Belemnocamax boweri* CRICK, *Inoceramus schöndorfi* HEINZ, *Pseudolimea echinata* (ETHERIDGE), *Oxytoma seminudum* (DAMES), *Modestella [Magas] geinitzi* (SCHLOENBACH), Scaphopoden *(Antalis ?)* sowie kleine „Geniste" von Serpeln, Brachiopoden und Einzelkorallen, wie *Rotularia saxonica* A. H. MÜLLER, *Terebratulina* cf. *nodulosa* ETHERIDGE, *Micrabacia coronula* (GOLDFUSS) und *Onchotrochus serpentinus* DUNCAN (vgl. auch ZAWISCHA 1980). Darüber hinaus konnten in den angrenzenden Schichten auf der 2. Sohle von Wunstorf ca. 1 Dutzend Ammoniten-Arten nachgewiesen werden. – Hinsichtlich einer Ost/West-Korrelation ergeben sich interessante Parallelen, da *Actinocamax primus* auch im sog. Totternhoe Stone von England einen klar faßbaren Horizont mit *Belemnocamax boweri, Modestella geinitzi, Pseudolimea* etc. einnimmt. – In NW-Deutschland konnte das *primus*-Event an mindestens sechs Lokalitäten des Münsterlandes, des Raumes Hannover-Salzgitter und der Hilsmulde nachgewiesen werden. Ökologisch deuten *Hemiaster griepenkerli* und die winzigen Einzelkorallen möglicherweise auf einen kurzfristigen Warmwasser-Einfluß hin. Stratigraphisch fällt das *primus*-Event in das untere Mittel-Cenoman (Fig. 4).

b) *Chondrites*-Layer im basalen *plenus*-Event:

Die *Chondrites*-Lage ist ein Beispiel dafür, daß auch Ichnofossil-Lagen in der Event-Stratigraphie eine regionale Bedeutung haben können. Im östlichen Niedersachsen tritt sie an der Basis der sog. *plenus*-Bank auf (Fig. 6) und liegt in der rotbunten Wechselfolge des Sack in offenbar exakt gleicher stratigraphischer Position. Interessanterweise ist auch die Schwarzschiefer-Fazies in Misburg und Wunstorf in ihrer basalen Folge durch eine ganz besonders *Chondrites*-reiche Lage ausgezeichnet, so daß dieses Ichnofossil sowohl flaches wie tieferes Wasser toleriert haben muß.

c) *Lamarcki/cuvierii*-Ökoevents:

Bei diesen Events handelt es sich um mehrfach wiederholte Häufigkeitsmaxima innerhalb der Vertikalreichweiten von *Inoceramus* ex gr. *cuvierii* und dem nahe verwandten *I. lamarcki* nebst dessen Unterarten. Ersterer ist in den unteren Lagen angereichert, letzterer gesellt sich erst in den oberen Maxima hinzu. Sowohl in Lüneburg wie im Sack konnten vier Hauptlager ausgeschieden werden (HEINZ 1926: 34 f.; KELLER 1982: Abb. 39, 40). Ähnliche Verhältnisse dürften für das östliche Niedersachsen gelten (z. B. Berel in der westlichen Lesser Mulde; Wolfenbüttel-Wendessen nordöstlich des Oderwaldes). Von den vier Events fallen die unteren beiden in die *apicalis/cuvierii*-Zone, die oberen in die *lamarcki/apicalis/cuvierii*-Zone (JORDAN, KELLER et al. im Druck).

Age m. y.	Stages + Substages		Inoceramid and Cephalopod Zones	Münsterland SW-SE	Münsterland NW-NE	Lower Saxony Hils-, Sack-Syncline	Lower Saxony Salzgitter-Hannover	Eco-Events based on Standard-Sections
	CONIAC.	M.	I. (Volviceramus) koeneni			—	—	● *koeneni*-Event
86		Lower	I. (Cr.) deformis	—	—	—		● *inconstans*-Event
			I. (Cr.) erectus	—	—	—		● *Isomicraster*-Ev.
			I. (Cr.) rotundatus		—			● *rotundatus*-Event
87	TURONIAN	Upper	I. (Cr.) walt. hannovrensis		—			● ● } *Didymotis*-Events
			I. gr. frech					
			M. labiatoiditormis + M. striato concentricus					● *Micraster*-Event
			[illegible]					● *Hyphantoceras*-Ev.
		↓↑	I. ex gr. cuvierii (large) + I. cost. cf. pietzschi	—		—		● Upper *Conulus*-Ev.
88		Middle	I. lamarcki + I. cuvierii + I. apicalis	—				} *lamarcki/cuvierii*-Events
			I. cuvierii + I. apicalis	—	—			● *hercynicus*-Event
		Lower	M. hercynicus					
89			M. subhercynicus					} *Mytiloides*-Events
			M. labiatus +					
			M. mytiloides	—	—	—		● *Neocardioceras*-Event
	CENOMANIAN	Upper	Neocardioceras juddii					
90			Actinocamax plenus + Metoic. geslinianum	—	—			● *Act. plenus*-Event with basal *Chondrites*-layer
			Calycoceras naviculare + Inoceramus pictus	— / —				} *Amphidonte* / *Pycnodonte* } Oyster-Events
91		Middle	Acanthoceras jukesbrownei					
			Acanthoceras rhotomagense + Turrilites acutus					
92			Inoceramus schondorfi + Acanth. rhotomagense + Turrilites costatus	—				● *Act. primus*-Event
		Lower	Mantelliceras dixoni	—				● *Orbirhynchia*-Ev.
93								● *Schloenbachia/virgatus*-Event
			Mantelliceras saxbii					
			Neohibolites ultimus + Mantelliceras mantelli		—			● *ultimus/Aucellina*-Event

Fig. 4. Eco-Events in the Middle Cretaceous of NW-Germany

(MCE-Working Group Germany-N: ERNST, SCHMID & SEIBERTZ 1982)

d) *Didymotis*-Ökoevents:

Die beiden *Didymotis*-Events können als exemplarisch für ein äußerst kurzfristiges Massenauftreten eines sonst für NW-Deutschland untypischen und seltenen Leitfossils gelten, das in Nordamerika als Leitform gebraucht wird. *Didymotis* wurde für NW-Deutschland erstmalig von KAUFFMAN (unveröff.) im Profil Salder nachgewiesen. Intensive Detailuntersuchungen zeigten, daß die Form sich ausgesprochen auf zwei Lagen konzentriert, deren stratigraphische Position bereits in Kap. B. 7. g erörtert wurde. Im gleichen Niveau

wurde *Didymotis* auch in den Profilen des Kahnstein und Sack sowie in SE-Westfalen (SEIBERTZ 1979c) gefunden. Ferner vermeldet WOOD (unveröff.) mutmaßliche gleichalte *Didymotis*-Vorkommen aus der englischen Kreide von Norfolk und Yorkshire.

5. TEPHRO- UND LITHOEVENTS (Fig. 5)

a) Tephroevents:

Verknüpft mit den überregionalen großtektonischen Ereignissen ist das Aufleben eines basischen bis intermediären Vulkanismus, der sich zur Hauptsache im Turon des ostniedersächsischen Beckens niederschlägt und hier auch zuerst nachgewiesen werden konnte (DORN & BRÄUTIGAM 1959). Die Brauchbarkeit der Tufflagen für die Event-Stratigraphie wurde in den Arbeiten von BRÄUTIGAM (1962) und ERNST, SCHMID & KLISCHIES (1979: 24 ff.) gebührend herausgestellt. In der Zwischenzeit wurden einige Korrekturen des tephrostratigraphischen Schemas erforderlich (vgl. Fig. 5). Ursprünglich wurden von BRÄUTIGAM sieben Tufflagen ausgeschieden, von denen Tuff A und B nach seiner Konzeption auf den NW-Flügel der Lesser Mulde beschränkt bleiben sollen. Nach unserer Revision sind diese jedoch mit den Tufflagen C, D oder E in anderen Aufschlüssen identisch. Die Fehlinterpretation von BRÄUTIGAM scheint durch die Faziesempfindlichkeit von Leit-Inoceramen und -Globotruncanen bedingt zu sein, die in der schreibkreideähnlichen Fazies der Lesser Mulde etwas differierende Verbreitungsverhältnisse haben. Nach Richtigstellung der Tuff-Folge erwiesen sich die Tephroevents in noch stärkerem Maße als ideale Isochronen, die erheblich zur Event-Parallelisierung und zur Abstimmung der Zonengrenzen beitrugen.

Leider konzentrieren sich nach unseren bisherigen Erfahrungen die turonen Tufflagen vorwiegend auf den niedersächsischen Raum, insbesondere auf die Salzgitter-Region und das engere Subherzyn. Von Ostwestfalen (Fundpunkt: Klieve) wurde bisher nur eine Tufflage beschrieben, die seinerzeit unter Vorbehalt in das Niveau von Tuff F und G eingestuft wurde (SEIBERTZ & VORTISCH 1979: Abb. 3). Aufgrund neuer Ergebnisse liegt sie jedoch erheblich höher – mutmaßlich dicht unterhalb der Turon/Coniac-Grenze (Fig. 5). Die Tufflagen F und G fallen im südlichen Münsterland aller Voraussicht nach in die Schichtlücke unterhalb des Soester Grünsandes (Fig. 2). Über die Verbreitung und stratigraphische Position von Tufflagen im Osning ist kaum etwas bekannt; zumindest scheint die Tufflage E mit der darüberliegenden charakteristischen Mergellage M_E in den Steinbrüchen bei Halle vorhanden zu sein. Zweifelhaft bleibt die von SEIBERTZ & VORTISCH (1979) erwogene Gleichsetzung der Mergellage M 68 im Profil Lüneburg mit der Tufflage von Klieve. In den abgesoffenen Lüneburger Aufschlüssen Zeltberg und Volgershall standen im Ober-Turon mindestens ein Dutzend Mergel- oder Bentonit-Lagen zur Auswahl; gegebenenfalls ist eine der unteren Lagen – vielleicht M 51 – zur Parallelisierung mit Tuff F oder G in Betracht zu ziehen (Profil ERNST in VALETON 1960: Abb. 2). Erst oberhalb von Tuff G beginnt nämlich die mit Lüneburg vergleichbare, für Ost- und Zentral-Niedersachsen typische Wechselfolge von Mergeln (oder Kalkmergeln) und Kalken.

Das tephrostratigraphische Schema in Fig. 5 läßt sich mit Sicherheit ausbauen, da für etliche der lithostratigraphischen Leithorizonte – z. B. im Profil Salder – Verdacht auf pyroklastische Natur besteht. Wegen der Umwandlung der ehemaligen Glasasche in Montmorillonit oder Nontronit ist aber bekanntermaßen die Beweisführung der Tuffnatur schwierig.

Zur Vermeidung von Irrtümern sei darauf hingewiesen, daß die von VALETON (1960: Abb. 2) vorgenommene Parallelisierung gewisser Mergellagen des Profils Salder mit denen von Woltwiesche völlig abwegig ist. Erstere gehören ins Unter-Coniac, letztere ins Mittel- oder untere Ober-Turon.

b) Lithoevents

Ausgeprägte und weit durchhaltende Lithoevents sind im Arbeitsgebiet selten. Nennenswert ist aber die Phosphorit-Knollenlage im *ultimus/Aucellina*-Eustatoevent, die sich von S-Westfalen bis E-Niedersachsen in Verknüpfung mit der glaukonitischen Fazies verfolgen läßt. Die markante Mergellage M_E dicht über der Tufflage E hat ähnlich wie der *Micraster*-Mergel (Kap. C. 3. i) möglicherweise sogar überregionale Bedeutung. Auffällig ist jedenfalls, daß nach WOOD der North-Ormsby Marl in der nordenglischen Provinz und der Bridgewick Marl in Südengland in anscheinend vergleichbarer stratigraphischer Position auftreten.

Die Flintlagen-Stratigraphie ist nur in der borealen Schreibkreide-Fazies für weiterreichende Korrelationen brauchbar. Die wenig zahlreichen Flintlagen im Mittel-Cenoman von SE-Westfalen und im Turon und Unter-Coniac von Zentral- und Ostniedersachsen haben eher lokale Bedeutung. Prägnant entwickelt ist eigentlich nur die Flintlage F 23 in der Lesser Mulde (Fig. 5). Auch sie bleibt aber auf die schreibkreideähnliche Fazies am NW-Rand dieser Mulde beschränkt.

Gute Korrelationsmöglichkeiten bieten offensichtlich die rhythmisch sich wiederholenden, mindestens 30 Mergel- oder Kalkmergellagen im höheren Ober-Turon und tieferen Unter-Coniac von Ostniedersachsen, Sack und gegebenenfalls Lüneburg (vgl. Kap. C. 5. a). Hinsichtlich der Zyklen-Chronologie im tieferen Cenoman und in den Schwarzschiefer-Folgen von Misburg und Wunstorf sei auf ERNST, SCHMID & KLISCHIES (1979: 24, 37 ff.) verwiesen. Unsere frühere Anschauung über eine eher diskontinuierliche Rhythmik in den Schwarzschiefer-Folgen müssen wir korrigieren. Bessere Aufschlußverhältnisse in Misburg zeigten, daß scheinbar fehlende Zyklen-Glieder sich in Ichnofossil-Horizonten dokumentieren.

6. OXISCH/ANOXISCHE EVENTS (Fig. 6–7)

Die auffälligste Sonderfazies in der Plänerkalk-Gruppe der nordwestdeutschen unteren Oberkreide ist zweifellos die oxische Rotpläner-Formation und deren anoxisches Schwarzschiefer-Äquivalent. Sie setzt im Ober-Cenoman am Top der reinweißen Coccolithen-Kalke mit einem abrupten Fazieswechsel ein und geht nach oben erneut in helle Plänerkalke über.

Ausbildung, Verbreitung: In den meisten Profilen unseres Arbeitsgebietes ist diese Sonderfazies als sog. „Rotpläner" oder „Rotbunte Wechselfolge" entwickelt und besteht aus einer Serie vielfarbiger, überwiegend roter oder ro-

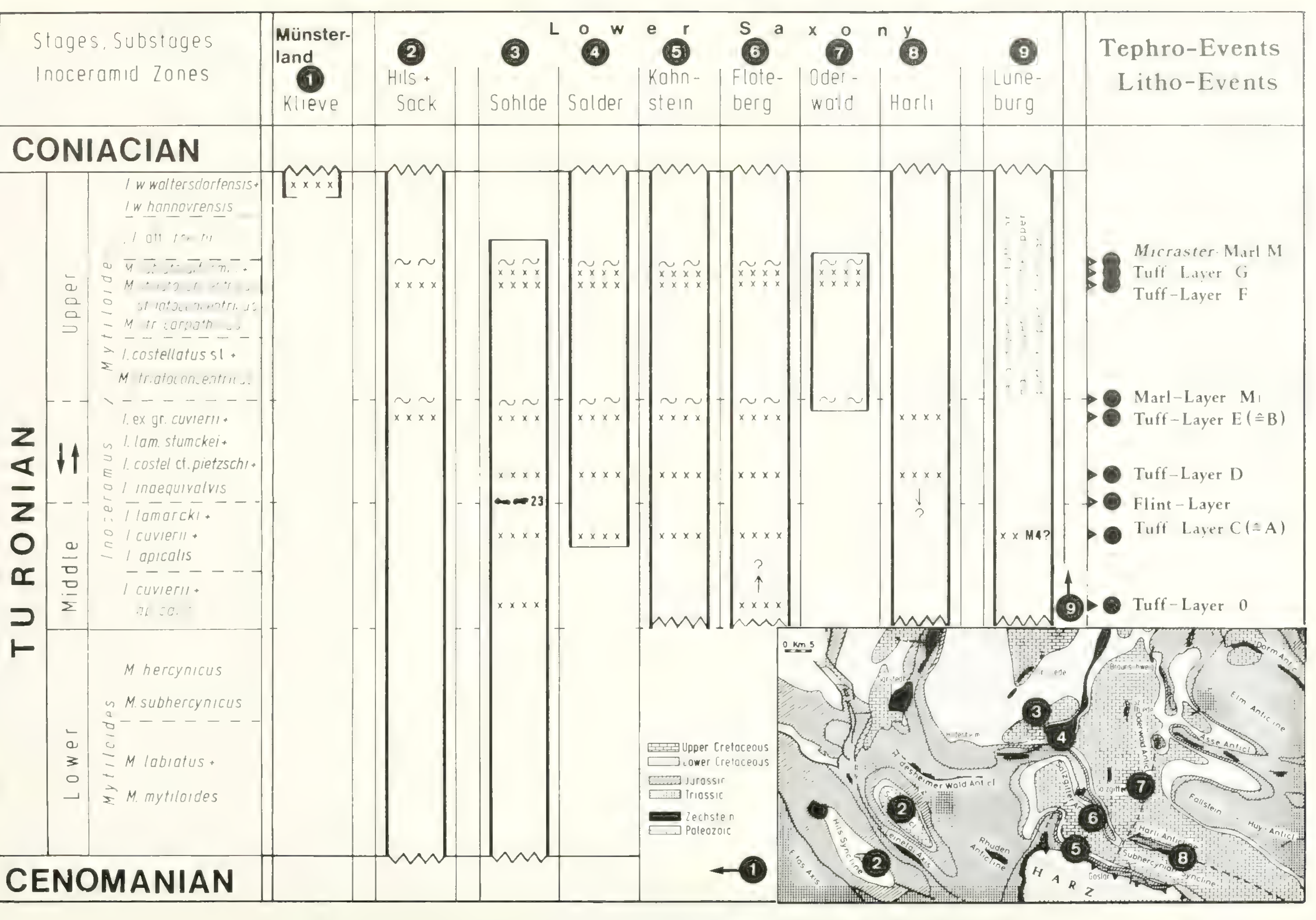


Fig. 5. Tephro-Events and Important Litho-Events in the Turonian of NW-Germany. – (MCE-Working Group "Germany-N": ERNST, SCHMID & SEIBERTZ 1982).

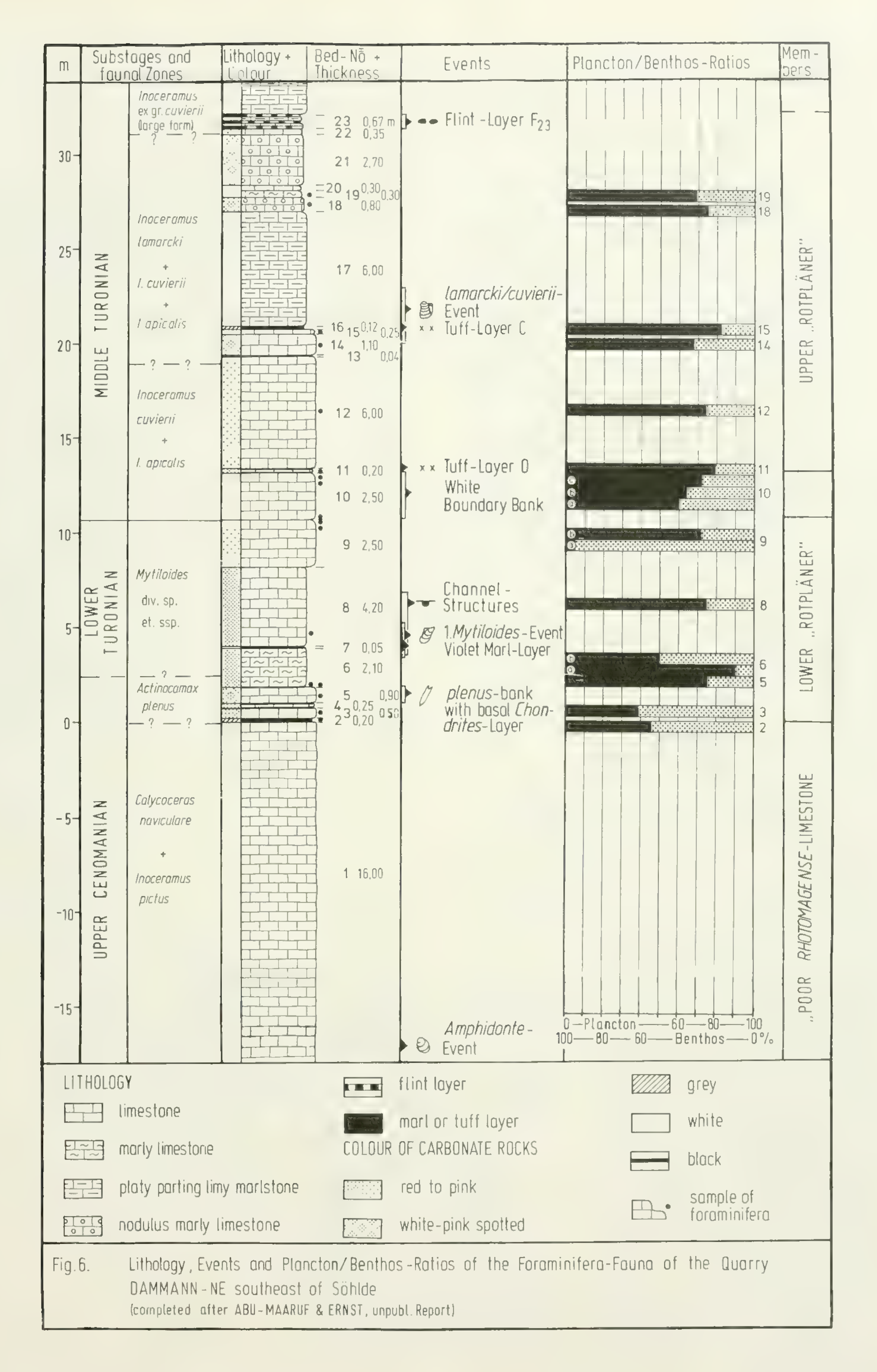


Fig. 6. Lithology, Events and Plancton/Benthos-Ratios of the Foraminifera-Fauna of the Quarry DAMMANN-NE southeast of Söhlde
(completed after ABU-MAARUF & ERNST, unpubl. Report)

safarbener, seltener grüner oder violetter, mehr oder weniger mergeliger Kalke, denen wiederholt weiße oder weißrosa gescheckte Bänke zwischengeschaltet sind (z. B. „*plenus*-Bank" oder „Weiße Grenzbank" zwischen unterem und oberem Rotpläner in Ostniedersachsen, Fig. 6). Die grünen Partien können als Reduktionshorizonte gelegentlich an Inoceramen-Lagen geknüpft sein, oder als Reduktionshöfe Fossilnester oder größere Fossilien (z. B. Ammoniten) umgeben.

Die Schwarzschiefer-Fazies zeigt in unserem Raum eher lokale Verbreitung. Nur in Misburg baut sie in rhythmischer

Wechselfolge mit weißen Coccolithen-Kalken die gesamte Litho-Unterstufe auf (ERNST 1975: Abb. 5–6). In Wunstorf wird sie von Rotplänern überlagert, im Sack schaltet sie sich als schwarzweiße Wechselfolge zwischen untere und obere Rotpläner ein (KELLER 1982; JORDAN, KELLER et al., im Druck). In Lüneburg, Hils, Teutoburger Wald etc. sind innerhalb der Rotfolge nur vereinzelte sapropelitische Lagen entwickelt (HEINZ 1926, MEYER 1982). Mitunter ist die euxinische Fazies auch nur durch Fischreste angedeutet (sog. „Fischschiefer"-Lage in Baddeckenstedt).

Untergrenze: Die Untergrenze der Formation – gleichgültig ob oxisch oder anoxisch – ist nach unserer bisherigen Kenntnis zeitgleich und wird durch das regressive *plenus*-Eustatoevent markiert. Knapp 1 m darüber folgt im niedersächsischen Rotpläner die rosaweiß gescheckte sog. *plenus*-Bank, an deren Basis die sog. *Chondrites*-Lage ein interessantes Ökoevent bildet (Kap. C. 4. b). In der Schwarzschiefer-Fazies von Misburg und Wunstorf ist der Grenzbereich durch jeweils vier oder fünf dünne bituminöse Pappschieferlagen mit *Chondrites* und *Inoceramus* ex gr. *pictus* gekennzeichnet (Stratigraphie siehe Kap. B. 4. d und e).

Obergrenze: Die Obergrenze der Sonderfazies ist an kein einheitliches, zeitgleiches Niveau gebunden. Vielerorts – so in Sack- und Hilsmulde, Misburg, Teutoburger Wald – liegt sie bereits im unteren oder oberen Unter-Turon. Im östlichen Niedersachsen – Lesser Mulde, Salzgitterer Höhenzug, Kahnstein etc. – und Lüneburg greift die Rotfolge höher, bis in das mittlere Turon hinauf. Aber auch in diesem Gebiet ist die Entwicklung keineswegs einheitlich, z. B. ist das untere Mittel-Turon in Salder am Südflügel der Lesser Mulde aufgrund der Randsenken-Position allenfalls schwach gelblich getönt. In Fig. 2 ist die Reichweite der oxischen resp. anoxischen Fazies kursorisch durch gestrichelte Pfeillinien gekennzeichnet.

Bathymetrische Verhältnisse: BRINKMANN (1935), BRÄUTIGAM (1962: 97) und andere brachten die rotgefärbten Sedimente mit einer Meeresvertiefung und halmyrolytischen Umsetzungen in Zusammenhang. Andere Autoren (RIEDEL 1942: 29, HEINZ 1928 etc.) diskutieren demgegenüber eine Seichtwasser-Natur. Als Flachwasser-Kriterien bieten sich z. B. im östlichen Niedersachsen deutliche Anzeichen von Wasserbewegung – wie Inoceramen-Schill, Knollenkalke, ungerundete weiße Kalk- und Mergelkalk-„Gerölle" (oder Knollen) in roter Mergel-Matrix – an. Im untersten Rotpläner konnten wir in Söhlde an der Basis der *Chondrites*-Lage auch flache, intraformationale Gerölle nachweisen, die sich in Erosionstaschen, Rinnen oder entlang synsedimentärer Abschiebungen angereichert haben. In seinem Diplom-Arbeitsgebiet am NW-Flügel der Lesser Mulde entdeckte D. DAHMER Rinnenkörper mit Schillfüllung, die sich besonders über und unter der sog. violetten Mergellage (Schicht 7 in Fig. 6) konzentrieren. Ferner können dreiachsige, mutmaßlich von *Thalassinoides* angelegte Bauten als Flachwasser-Anzeiger gewertet werden. Im übrigen deutet die Profil-Korrelation im ost- und zentralniedersächsischen Raum auf erhebliche Mächtigkeitsunterschiede, lückenhafte Sedimentation und Kondensationen besonders in den unteren Teilen der Rotpläner hin. Erst im höheren Rotpläner wird die Faziesentwicklung einheitlicher, und die Mächtigkeitsdifferenzen nivellieren sich. Dies hängt wohl mit einer allmählichen Vertiefung des Meeres zusammen, die in Fig. 3 schematisch durch ein ansteigendes Oszillieren der Kurve angedeutet wurde.

Bathymetrie und Foraminiferen-Fauna (Fig. 6): Zwecks Klärung der bathymetrischen Entwicklung wurde in der Rotpläner-Folge eines Kalkbruchs bei Söhlde das quantitative Verhalten der Foraminiferen-Fauna anhand ihrer Plankton/Benthos-Ratios überprüft. Obwohl die Einzelwerte ziemlich stark schwanken, ist generell eine Zunahme der Plankton-Anteile zu verzeichnen. Das dürfte ein weiterer Beleg für die allmähliche Zunahme der Wassertiefe sein. Jedoch bestehen keine auffälligen Unterschiede zwischen den Proben aus roten und weißen Schichten, so daß man die zwischengeschalteten weißen Bänke nicht einfach als Hinweise für eine Steigerung der Wassertiefe werten kann.

Im Vergleich zur Rotfazies kamen die Schwarzschiefer stets in etwas tieferem und ruhigerem Milieu zum Absatz. Das geht schon aus der größeren Mächtigkeit der Profile und aus deren paläogeographischer Position hervor. Sowohl die Aufschlüsse Misburg wie Wunstorf liegen in den primären Randsenken der damals noch im letzten Kissenstadium befindlichen Salzstrukturen (Lehrter Salzdiapir resp. Steinhuder Meer-Linie). Durch die Stillwasserverhältnisse in den Randsenken wurde die Schwarzschiefer-Ablagerung begünstigt. Der Ichnofauna zufolge war das Bodenmilieu nur zeitweilig – nämlich zumeist in den Zentren dickerer Schwarzschiefer-Lagen – abiotisch. Schon in den Übergangsbereichen der bituminösen „Schiefer" zu den zwischengeschalteten weißen Kalken stellen sich die Ichnofossilien erneut ein und deuten damit auf ein relativ schwaches Oszillieren der Vergiftungsfront, die jeweils nur kurzfristig in die untersten Bodenwasserschichten aufstieg. Die Verhältnisse werden durch die lagenweise angereicherten Inoceramen bestätigt, die als fixosessile Epibenthonten vorzugsweise die bituminösen Lagen bevölkerten. Ihre vielfach beidklappig erhaltenen Schalen sind zwar flachgedrückt, zeigen aber keinerlei Aufarbeitungsspuren. Auch darin bestätigt sich – im Gegensatz zu den Rotplänern – das strömungsarme Stillwassermilieu.

Die Plankton/Benthos-Ratios der Foraminiferen-Faunen im Profil Wunstorf belegen, daß in den Schwarzschiefern das Plankton bei weitem überwiegt. Ziemlich gleichbleibend umfaßt es rd. 80% der Gesamtfauna. Auch benthonische Ostracoden sind nach BRÄUTIGAM (1962: 97) selten oder fehlen ganz.

Makrofauna: Die Faunenspektren der oxischen und anoxischen Fazies weichen deutlich von denen der „normalen" Plänerkalk-Sedimente ab. Die offenbar euryöken, kosmopolitisch verbreiteten Inoceramen der *pictus*- wie auch der *Mytiloides*-Gruppe dominieren in beiden Fazies-Typen. In der gut durchlüfteten Rotfazies treten die Allerwelts-Brachiopoden *Orbirhynchia* (*O.* cf. *wiesti* et aut. sp.) und *Gibbithyris* hinzu. Echiniden fehlen den Schwarzschiefern völlig, in den Rotplänern sind sie bis auf vereinzelte *Discoidea minima* (AGASSIZ), *Conulus subrotundus*, *Sternotaxis planus* (MANTELL) und *Echinocorys sphaerica* (SCHLÜTER) selten. Bezeichnend ist, daß *Conulus* und *Sternotaxis* an der Obergrenze der Rotpläner häufiger werden. Auch Ammoniten sind – abgesehen vom *Neocardioceras*-Ökoevent (Kap. B. 4. e) in den Schwarzschiefern von Misburg – ebenfalls ziemlich rar. Spongien ließen sich bisher überhaupt nicht nachweisen.

Ökofaktoren und Strömungsmodell (Fig. 7): Insgesamt ist die Makrofauna (nicht aber die Mikrofauna) durch Artenarmut und – zumindest gelegentlichen – Individuen-Reichtum ausgezeichnet. Sie folgt demgemäß der biozönotischen Grundregel für abnormale Umweltbedingungen. Ne-



Fig. 7. Sketch of a Ocean Current-Model for the cool Interval of the "Rotpläner"/Black Shale-Event (= Oxic/Anoxic-Event) at the Cenomanian/Turonian-Boundary in Europe. Paleogeographic Contours combined after ZIEGLER 1975, 1982, TRÖGER 1981, BALDSCHUHN et al. (unpubl.). Area of the "Rotpläner"-Facies completed after BRINKMANN 1935 and DIENER 1967. MCE-Working Group Germany-N: ERNST, SCHMID & SEIBERTZ 1982.

ben mißlichen Salinitätsfaktoren müssen z. B. Kaltwasser-Episoden in Betracht gezogen werden. Schlechte Durchlüftung können wir in der Rotpläner-Fazies mit Sicherheit ausscheiden, da die Sedimentböden reichlich mit Sauerstoff versorgt gewesen sein müssen und mutmaßlich in bewegtem Flachwasser entstanden sind (vgl. S. 550). Auch abweichende Salinitätsbedingungen – wie JORDAN (1974: 35) sie erwägt – müssen wir für die Rotpläner ablehnen, zumal sich die benthonische Mikrofauna durch Artenvielfalt auszeichnet (vgl. BRÄUTIGAM 1962: 96). Nach BRÄUTIGAM gibt uns aber die Zunahme von benthonischen Foraminiferen der Gruppen der Ammodiscen und Glomospiren einen Hinweis auf kälteres Bodenwasser, das schon im höheren Cenoman wirksam wurde. Gleichermaßen deutet die noch über die Rotpläner-Zeit andauernde, wiederholte Glaukonitbildung am Südrand des Münsterlandes auf die Einflußnahme kühleren Wassers hin.

Wir möchten deshalb in Fig. 7 den Entwurf eines Strömungsmodells zur Diskussion stellen, in dem aufsteigende arktische Tiefenwässer Glaukonit-Genese wie Rotfärbung begünstigte. Tiefenwässer sind bekanntlich reich an Sauerstoff und könnten die Hämatit-Bildung in den Rotplänern bewirkt oder – wegen der Bindung des Eisens an die Tonmineralien wahrscheinlicher – bewahrt haben. Wir halten es für möglich, daß es im höheren Cenoman und tieferen Turon zu einer episodischen Neuformierung des Strömungssystems gekommen ist, durch die das arktische Tiefenwasser an Bedeutung gewann. Das aus der Nordseestraße – insbesondere dem Viking-Graben – nach Süden strömende Bodenwasser stieg im Verbreitungsgebiet der Rotpläner und glaukonitischen Fazies auf, nachdem das Meer im Zuge der *plenus*-Regression erheblich flacher geworden war. Infolge des Upwelling gelangte Tiefenwasser auf die Schwellen-Regionen und die nicht durch Untiefen abgeschirmten Teile des Sedimentationsraumes. Gute Durchlüftung des Bodensediments, Rückgang der Arten-Diversität der Makrofauna und Glaukonitbildung waren die Folge. Das Modell kann nur funktionieren, wenn sich zu gleicher Zeit der Einfluß der aus SW herangeführten warmen Oberflächenwässer des Protogolfstroms abschwächte. Möglicherweise wurden sie durch die aus der Unterkreide überkommene, noch als Untiefe bestehende London-Brabanter Schwelle oder eine zwischen nord- und südenglischer Faunenprovinz bestehende Barriere nach Westen abgedrängt. Das scheint nicht völlig hypothetisch, da bekanntlich die faunistischen Parallelen zwischen nordwestdeutscher und nordenglischer Oberkreide größer sind als die zum angloPariser Becken (z. B. ERNST & SCHULZ 1974: 25). Auch der Einfluß der osttethyalen Oberflächenströmung schwächte sich nach unserem Modell im osteuropäischen Inselgebiet ab. Als zusätzliches Argument für die Wirksamkeit arktischer Strömungen sehen wir die weite horizontale, wie vertikale Verbreitung von Rotsedimenten im Nordseeraum an, die vom Valangin bis Campan oder Maastricht immer wieder in den Erdölbohrungen angetroffen werden.

Wir sind uns bewußt, daß das für unseren Raum zur Diskussion gestellte Strömungsmodell noch gründlicher Korrekturen bedarf und insbesondere mit der MCE-Arbeitsgruppe „Cenomanian and Turonian Palaeogeographic Maps" abgestimmt werden muß. Wie Gegenbeispiele – etwa der Ammonitico rosso – belegen, besteht kein zwingender Zusammenhang zwischen Rotfärbung von Kalken und kaltem Wasser. Im Falle des Ammonitico rosso liegen die roten Warmwasser-Kalke auf Tiefschwellen, zwischen denen sich Becken mit anoxischer Sedimentation befinden. Insofern besteht von der Geomorphologie her eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Ablagerungsraum der Rotpläner, den wir nach den sedimentologischen Parametern als relativ seichte Schwellenablagerung ansehen.

Gegen unser Strömungsmodell wurden vor allem von englischen Spezialisten beachtenswerte Bedenken geäußert (z. B. von CLAYTON, SWIECICKI, WOOD). Generell habe das Nordseebecken eine Art Falle für eisenreiche klastische Sedimente dargestellt. Unabhängig von der Wassertemperatur sei es im Verlauf der Kreide immer wieder zur verstärkten Zufuhr von rotem, feinklastischem Material gekommen, wobei die rote Farbe ausschließlich an die Tonmineralien gebunden war. Wir akzeptieren, daß sich während der Rotpläner-Zeit die Reliefenergie und der Festlandseinfluß vorübergehend verstärkte und daß eine Bindung der roten und bunten Färbungen an tonreiche Horizonte oder den tonigen Anteil der Kalke besteht. Wir müssen aber die Frage nach der Herkunft des Materials offenlassen. Neben den kalten Strömungen aus dem Nordseeraum käme auch die Mitteldeutsche Schwelle und das Böhmische Massiv als Liefergebiet in Betracht. Hier ist aber nicht der Ort, auf weitere Probleme und Thesen der Rotfärbung detaillierter einzugehen. Wir verweisen auf JORDAN (1974) und VAN HOUTEN (1964). Im Übrigen wurden von uns die Diplomanden DAHMER und HILBRECHT im ost- und zentralniedersächsischen Raum angesetzt, um durch eine Kombination von geochemischen, sedimentologischen und stratigraphischen Parametern zur Klärung der Probleme beizutragen.

Anoxische Sedimente: Für die Deutung der anoxischen Sedimente im norddeutschen Raum ist eine zeitweilige Belebung der Reliefenergie die Voraussetzung. Sie findet ihren Ausdruck in den auf S. 550 dieses Kapitels beschriebenen Mächtigkeitsunterschieden, Schichtlücken und Kondensationen (vgl. BRÄUTIGAM 1962: 96 f.). Deutliche Hinweise sind auch die erwähnten sedimentologischen Kennzeichen, wie Mergelreichtum, Knollenkalke, intraformationale Gerölle, Rinnenbildungen und ähnliches in der Rotpläner-Fazies. Als Ursache für die Verstärkung der Reliefunterschiede ist eine wachsende halokinetische Aktivität anzusehen, die zur Ausbildung von Randsenken, Schwellen und Becken im niedersächsischen Salzstockgebiet führte (vgl. ERNST, SCHMID & KLISCHIES 1979: Fig. 8). In den abgeschirmten Beckenteilen und Randsenken blieb der Einfluß der Strömungen naturgemäß gering. Die schlechte Zirkulation schuf im Verein mit dem massenhaft absterbenden Phyto- und Zooplankton (vorwiegend Coccolithophoriden und Radiolarien) anoxische Bedingungen und führte zu rhythmisch wiederholter Schwarzschiefer-Sedimentation.

Es kommt hinzu, daß im Cenoman/Turon-Grenzbereich anoxische Sedimente beinahe weltweit verbreitet sind. Wir verweisen in diesem Zusammenhang auf die Arbeiten von SCHLANGER & JENKYNS (1976), ARTHUR & SCHLANGER (1979) und JENKYNS (1980), in denen die Ursachen und Konsequenzen dieses weltweiten Events ausführlich diskutiert werden.

7. ÜBERREGIONALE EVENT-KORRELATION

Eine direkte Nord/Süd-Korrelation zwischen borealer und tethyaler Oberkreide über die Barriere der Mitteldeutschen Schwelle hinweg ist naturgemäß nur schwierig durchzuführen. Entsprechend den paläogeographischen Gegebenheiten sind die Parallelen zwischen nordwestdeutschem, nordenglischem und anglofranzösischem Becken wesentlich enger. Die Meeresverbindungen über den Nordseeraum hinweg sind breit angelegt, und der Faunenaustausch wird nur durch submarine Schwellen und ökologische Barrieren behindert.

Eine Nord/Süd-Korrelation muß deshalb grundsätzlich auf einer verbesserten Ost/West-Korrelation aufbauen. Sichtbare Fortschritte bei der Ost/West-Korrelation zwischen NW-Deutschland und England wurden mit der fortschreitenden Angleichung der beiderseitigen Gliederungssysteme möglich. Durch die enge Kooperation mit C. J. Wood konnte zumindest ein Teil unserer Events mit ähnlichen Ereignissen in der englischen Kreide parallelisiert werden.

Dies gilt z. B. für das *primus*-Event des unteren Mittel-Cenoman, das mit einer ganz ähnlichen Faunenassoziation sowohl in der nord- wie in der südenglischen Kreideprovinz entwickelt ist (vgl. Kap. C. 4. a). Ebenso geben die Oyster-Events im Grenzbereich Mittel-/Ober-Cenoman ein instruktives Beispiel für überregionale Korrelation und deuten mutmaßlich auf eine oszillierende Regression im europäischen Raum hin (vgl. Kap. C. 3. d). Fast schon global ist die Reichweite für das oxisch/anoxische Event im Cenoman/Turon-Grenzbereich, das sich in weiten Teilen der Nordsee sowie auch im Atlantik, Mediterran und Pazifik etwa im gleichen Niveau wiederfindet (Kap. C. 6). Weitere Beispiele für eine funktionsfähige Event-Korrelation sind mutmaßlich die erwähnten Lithoevents Mergellage E und der *Micraster*-Mergel M_G oberhalb der Tufflagen F und G (Kap. C. 3. i und C. 5. b).

Die genaue Darstellung und Diskussion der überregionalen Event-Stratigraphie muß der geplanten Folgepublikation vorbehalten bleiben. Schon jetzt aber ist sicher, daß auf dem Umwege einer Ost/West-Korrelation wichtige Beiträge zu einem der Hauptziele des nationalen MCE-Programms – der Nord/Süd-Korrelation zwischen borealer und mediterraner Kreide – beigesteuert werden können.

D. LITERATURVERZEICHNIS

Arthur, M. A. & Schlanger, S. O., (1979): Cretaceous 'oceanic anoxic events' as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. – Bull. Amer. Ass. Petroleum Geol., **63:** 870–885, 6 figs.

Bräutigam, F. (1962): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Cenomans und Turons im nordwestlichen Harzvorland. – Diss. Techn. Univ. Braunschweig: 261 S., 7 Abb., 21 Taf., 16 Anl.; Braunschweig.

Brinckmann, R. (1935): Über Rotfärbung in marinen Sedimenten. – Geol. Rdsch., **26:** 124–127, 2 Abb.; Stuttgart.

Diener, I. (1967): Zur Paläogeographie der Oberkreide Nordostdeutschlands. – Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., **12,** 5: 493–509, 8 Abb.; Berlin.

Dorn, P. & Bräutigam, F. (1959): Hinweise auf Oberkreidevulkanismus in Nordwestdeutschland. – Abh. Braunschw. Wiss. Ges., **11:** 1–4, 1 Abb.; Braunschweig.

Ernst, G. (1970): Faziesgebundenheit und Ökomorphologie bei irregulären Echiniden der nordwestdeutschen Oberkreide. – Paläont. Z., **44:** 41–62, 8 Abb., 5 Taf.; Stuttgart.

— — (1975): Stratigraphie, Fauna und Sedimentologie der Oberkreide von Misburg und Höver bei Hannover (Exkursionsführer). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44:** 69–97, 17 Abb.; Hamburg.

— — (1978): Das Turon von Wüllen. In: Kemper, E., Ernst, G. & Thiermann, A.: Fauna, Fazies und Gliederung der Unterkreide im Wiehengebirgsvorland, Osning und im deutsch-niederländischen Grenzgebiet. – Int. Symp. dt. Kreide Münster, **Exk. A:** AII–10–16, Abb. 30–33; Münster.

— — , Schmid, F., Keller, S., Klischies, G. & Seibertz, E. (1979): Die Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover unter besonderer Berücksichtigung des Cenoman und Turon. – Exk.-Führer: Geländetagung „Kreide Niedersachsen" der Subkommission für Kreidestratigraphie 1. 5. 1979–5. 5. 1979: 1–75, 41 Abb.; Berlin-Braunschweig-Hannover 1979.

— — , Schmid, F. & Klischies, G. (1979): Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover. – Aspekte der Kreide Europas. IUGS Ser. A, **6:** 11–46, 15 Abb.; Stuttgart.

— — & Schmid, F. (1979): Oberkreide. – In: Voss, H. H.: Geol. Karte Niedersachsen 1:25 000; Erl. Bl. Wunstorf, Nr. 3522; 23–25; Hannover.

— — & Schmid, F. (1980): The Upper Cretaceous of Central and Eastern Lower Saxony. – In: Birkelund, T. & Bromley, R. G.; Upper Cretaceous of NW Europe. Guide to Excursion A-69, 26th Intern. Geol. Congr. Paris: 83–113, 10 figs.; Paris.

— — & Schmid, F.: Die Oberkreide. – In: Lepper, J.: Geol. Karte Niedersachsen 1:25 000; Erl. Bl. Sarstedt, Nr. 3725: 1 Abb.; Hannover (im Druck).

— — & Schulz, M.-G. (1974): Stratigraphie und Fauna des Coniac und Santon im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf (Holstein). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **43:** 5–60, 15 Abb., 5 Taf.; Hamburg.

Hancock, J. M. (1969): Transgression of the Cretaceous sea in south-west England. – Proc. Ussher Soc., **2,** 61–83; Ussher.

— — (1975): The sequence of facies in the Upper Cretaceous of northern Europe compared with that in the Western Interior. – In: Caldwell, W. G. E. (ed.). The Cretaceous system in the Western Interior of North America. – Spec. Pap. geol. Ass. Can. **13;** 83–118, 5 figs.; Ottawa.

— — & Kauffman, E.-G. (1979): The great transgressions of the Late Cretaceous. – J. geol. Soc. London, **136:** 175–186, 5 figs., 4 tabl.; London.

Heinz, R. (1926): Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und Tektonik der oberen Kreide Lüneburgs. – Mitt. Mineral.-Geol. Staatsinst. Hamburg, **8:** 1–109, 3 Taf.; Hamburg.

— — (1928): Ueber Cenoman und Turon bei Wunstorf westlich Hannover. – Jber. nieders. geol. Ver., **21:** 18–38, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.

Houten, F. B. van (1964): Origin of Red Beds – Some unsolved Problems. – In: Nairns, A. E. M. (Ed.): Problems in Palaeoclimatology. – S. 647–661; London etc. (Wiley & Sons).

Jenkins, H. C. (1980): Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. – J. geol. Soc. London, **137:** 171–188, 6 figs.; London.

Jordan, H. (1968): Gliederung und Genese des Flammenmergels (Alb) in Hils- und Sackmulde (Süd-Hannover). – Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1965, **117:** 391–425, 6 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.

— — , Keller, S., Scheffer, M. & Schmid, F.: Kreide. – In: Harms, F.-J.: Geol. Karte Niedersachsen 1:25 000, Erl. Bl. Freden, Nr. 4025; Hannover (im Druck).

Jordan, R. (1974): Salz- und Erdöl/Erdgas-Austritt als Fazies bestimmende Faktoren im Mesozoikum Nordwest-Deutschlands. – Geol. Jb., **A 13:** 64 S., 2 Abb., 1 Taf.; Hannover.

Kaplan, U. & Schmid, F. (1983): Der Großammonit *Pachydesmoceras denisonianum* (Stoliczka) und die Feinstratigraphie des Grenzbereiches Cenoman/Turon im Hesseltal bei Halle in Westfalen (N-Deutschland). – Veröff. Naturk.-Mus. Bielefeld: 16 Abb., 1 Tab.; Bielefeld (im Druck).

Kauffman, E. G. (1978): British middle Cretaceous inoceramid biostratigraphy. – Ann. Mus. d'Hist. nat. Nice 4, 1976, Mid-Cretaceous Events, reports on the biostratigraphy of key areas: IV. 1–12, 2 figs.; Nice.

Keller, S. (1981): Die Oberkreide der Sack-Mulde bei Alfeld (Cenoman – Unter-Coniac): Lithologie, Biostratigraphie und

Inoceramen. – Diss. Univ. Hannover, 239 S., 62 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Hannover.

— — (1982): Die Oberkreide der Sack-Mulde bei Alfeld (Cenoman – Unter-Coniac): Lithologie, Biostratigraphie und Inoceramen. – Geol. Jb., **A 64:** 3–171, 61 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Hannover.

KENNEDY, W. J. (1971): Cenomanian ammonites from Southern England. – Paleont. Ass. London, Spec. Pap. Paleont., **8:** 133 pp., 4 tabs., 64 pls.; London.

— — & HANCOCK, J. M. (1978): The Mid-Cretaceous of the United Kingdom. – Ann. Mus. d'Hist. nat. Nice, 4, 1976, Mid-Cretaceous Events, reports on the biostratigraphy of key areas: V. 1–72, 10 figs., 30 pls.; 4 tabs.; Nice.

LIEVER, H. (1980): Profilaufnahme und Kartierung der Oberkreide im Kahnsteingebiet (Nördliches Harzvorland). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Clausthal-Zellerfeld: 133 S., 31 Abb., 3 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.

— — (1981): Litho- und Biostratigraphie des Turon und Coniac am Kahnstein bei Langelsheim (Nördliches Harzvorland). – Clausthaler geol. Abh., **41:** 89–96, 2 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.

MEYER, T. (1982): Die Geologie der Oberkreidevorkommen in der Hilsmulde bei Kaierde. Schichtaufbau, Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 91 S., 26 Abb., 2 Anl.; Hannover.

RAWSON, P. F., CURRY, D., DILLEY, F. C., HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J., NEALE, J. W., WOOD, C. J. & WORSSAM, B. C. (1978): A correlation of Cretaceous rocks in the British Isles. – Geol. Soc. London, Spec. Report, **9:** 1–70, 6 Fig.; London.

RIEDEL, L. (1942): Obere Kreide. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsen, N. F., 2: Das Mesozoikum in Niedersachsen. – **5:** 53 S., 4 Abb., 1 Tab.; Oldenburg i. O. (Stalling).

ROSE, H. & RADCZEWSKI, O. E. (1949): Über den Unterschied der weißen und roten Plänerkalke von Söhlde bei Hildesheim. – N. Jb. Miner., Abt. A, Mh., 1949, (11/12): 261–265; Stuttgart.

SCHEFFER, M. (1981): Spezialkartierung des Muldenkerns der südlichen Sackmulde (TK 25 Blatt Freden, Nr. 4025) mit Lesefossilien. – Dipl.-Kartierung: 39 S., 4 Abb., 3 Taf., 8 Anl.; Clausthal-Zellerfeld.

SCHLANGER, S. O. & JENKYNS, H. C. (1976): Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. – Geol. Mijnbouw, **55:** 179–184, 2 figs.; Leiden.

SCHMID, F. (1965): *Actinocamax plenus* (Blainville) ein seltener Belemnitenfund im Rotpläner (Oberkreide, Niedersachsen). – Geol. Jb., **83:** 517–532, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.

— — & SPAETH, C. (1980): Erster Nachweis von Schwarzschiefern im Unter-Turon Helgolands (Nordsee, NW-Deutschland) – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1980** (11): 703–706; Stuttgart.

SEIBERTZ, E. (1977): Litho-, Bio-, Ökostratigraphie, Sedimentologie und Tektonik im Soester Grünsand (oberes Mittel-Turon; südliches Münsterland). – Geol. Jb. **A 40:** 61–113, 19 Abb., 2 Taf.; Hannover.

— — (1978): Ökologie, Fazies und Fauna im Turon des südlichen Münsterlandes: Ein Fazieswirkungsschema. – Paläont. Z., **52,** 1/2: 93–109, 16 Abb.; Stuttgart.

— — (1979a): Stratigraphisch-fazielle Entwicklung des Turon im südöstlichen Münsterland (Oberkreide, NW-Deutschland). – Newsl. Stratigr., **8** (1): 3–60, 34 Abb., Berlin; Stuttgart.

— — (1979b): Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der „Mittel"-Kreide zwischen Rüthen und Erwitte (Alb – Coniac, SE-Münsterland). – VFMG Sonderbd., **29:** 85–92, 6 Abb.; Heidelberg.

— — (1979c): Biostratigraphie im Turon des SE-Münsterlandes und Anpassung an die internationale Gliederung aufgrund von Vergleichen mit anderen Oberkreide-Gebieten. – Newsl. Stratigr., **8** (2): 111–123, 5 Abb.; Berlin, Stuttgart.

— — (1981): Stratigraphie des Kreide-Profils von Hahndorf im südlichen Salzgitterer Sattel (SE-Niedersachsen). – Clausthaler Geol. Abh., **41:** 119–128, 5 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.

— — & SCUPIN, K. (1982): Die Gliederung der unteren Oberkreide im Raum Paderborn einst und jetzt. – In: SCUPIN, K.: Geol. Karte Westfalen, 1:25000, Erl. Bl. 4218; Paderborn (im Druck).

— — & VORTISCH, W. (1979): Zur Stratigraphie, Petrologie und Genese einer Bentonit-Lage aus dem oberen Mittel-Turon (Oberkreide) des südöstlichen Münsterlandes. – Geol. Rundschau, **68,** (2): 649–679, 17 Abb.; 3 Tab., Stuttgart.

TRÖGER, K.-A. (1967): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). Teil I: Paläontologie und Biostratigraphie der Inoceramen des Cenomans und Turons Mitteleuropas. – Abh. staatl. Mus. Miner. Geol., **12:** 13–207, 14 Taf., 43 Anl.; Dresden.

— — (1969): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). Teil II: Stratigraphie und fazielle Ausbildung des Cenomans und Turons in Sachsen, dem nördlichen Harzvorland (subherzyne Kreide) und dem Ohmgebirge. – Abh. staatl. Mus. Miner. Geol., **13:** 1–70, 7 Abb., 18 Anl,; Dresden.

— — (1981): Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropa. – Newsl. Stratigr., **9** (3): 139–156, 8 Abb.; Berlin-Stuttgart.

VALETON, I. (1960): Vulkanische Tuffiteinlagerungen in der nordwestdeutschen Oberkreide. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **29:** 26–41, 8 Abb., 1 Taf.; Hamburg.

VOIGT, E. (1977): Neue Daten über die submarine Großgleitung turoner Geteine im Teutoburger Wald bei Halle/Westf. – Z. deutsch. Geol. Ges., **128:** 57–79, 5 Abb., 2 Taf.; Hannover.

— — & SEIBERTZ, E. (1978): Unterkreide/Cenoman-Grenze bis Turon im südöstlichen Münsterland; Campan von Beckum. – Int. Symp. dt. Kreide Münster, **Exk. C:** 38 S., 30 Abb.; Münster.

WIEDMANN, J. (1979): Die Ammoniten der NW-deutschen, Regensburger und Ostalpinen Oberkreide im Vergleich mit den Oberkreidefaunen des westlichen Mediterrangebiets. – Aspekte der Kreide Europas. IUGS Ser. A, **6:** 335–350, 6 Tab.; Stuttgart.

— — & SCHNEIDER, H. L. (1979): Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen. – Aspekte der Kreide Europas. IUGS Ser. A, **6:** 645–680, 10 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.

WOOD, C. J. (1982): The biostratigraphy of *Aucellina* in Albian-Cenomanian successions. – 2. Symposium Kreide, München, Abstracts: 90–91; München.

ZAWISCHA, D. (1980): Die Fauna des Cenomans von Wunstorf. – Arb. Kr. Paläont., **8** (5/6): 1–34, 102 Abb.; Hannover.

ZIEGLER, P. A. (1975): North Sea basin history in the tectonic framework of north-western Europe. – In: WOODLAND, A. W.: Petroleum and the continental shelf of North West Europe. – **1,** (Geology, 9.): 131–147, 19 figs., Great Yarmouth.

— — (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. – Shell Intern. Petrol. Maatschappij B. V.: 1–130, 29 Figs., 40 Encl.; The Hague.

Zitteliana	10	555–573	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Das Helvetikum-Profil im Steinbruch „An der Schanz" bei Burgberg/Allgäu Lithologie, Stratigraphie und Makrofauna

Von

KONRAD F. WEIDICH, KLAUS SCHWERD & HARALD IMMEL*)

Mit 3 Abbildungen, 2 Tafeln und 1 Tabelle

KURZFASSUNG

Das Helvetikum-Profil im Steinbruch „An der Schanz" bei Burgberg/Allgäu wird seit ARN. HEIM (1919) erstmals wieder bearbeitet.

Der mikrofaziellen Beschreibung aller lithologischen Einheiten vom Brisisandstein bis zu den Amdener Schichten folgt deren stratigraphische Einstufung durch lithologischen Vergleich mit der Schweiz und Vorarlberg, mit Ammoniten im tieferen und planktonischen Foraminiferen im höheren Teil des Profils. Für die Knollen- bis Amdener Schichten konnten sieben planktonische Foraminiferenzonen aufgestellt werden. Danach reicht der Seewerkalk einschließlich der Überturriliten-Schicht vom obersten Cenoman bis in das Santon.

Drei Inoceramen- und acht Cephalopoden-Arten werden beschrieben.

ABSTRACT

For the first time since ARN. HEIM (1919) the Helveticum section in the quarry "An der Schanz" near Burgberg/Allgäu is described.

After the description of the microfacies of all units between Brisisandstone and Amden formation their stratigraphic range is determined by comparison with Switzerland and Vorarlberg, by ammonites in the lower and planktonic foraminifera in the upper part of the section. Seven planktonic foraminiferal zones are distinguished in the middle and upper part of the section from Knollen beds to Amden formation. Therefore the Seewen limestone including the Überturriliten bed has a stratigraphic range from the uppermost Cenomanian to the Santonian.

Three species of inoceramids and eight species of cephalopods are described.

INHALT

*) K. F. WEIDICH, H. IMMEL, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Straße 10, D-8000 München 2; K. SCHWERD, Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstraße 28, D-8000 München 22.

1. GEOLOGISCHER TEIL

1.1 ÜBERBLICK

Der Steinbruch „An der Schanz“ ist am Westende des Weinberges, einem Ausläufer des 1738 m hohen Grünten, in einem nordvergenten Sattel und einer im Norden tektonisch anschließenden Schuppenzone des Helvetikums angelegt (Abb. 1 und 2). In der Südflanke des nach ENE streichenden

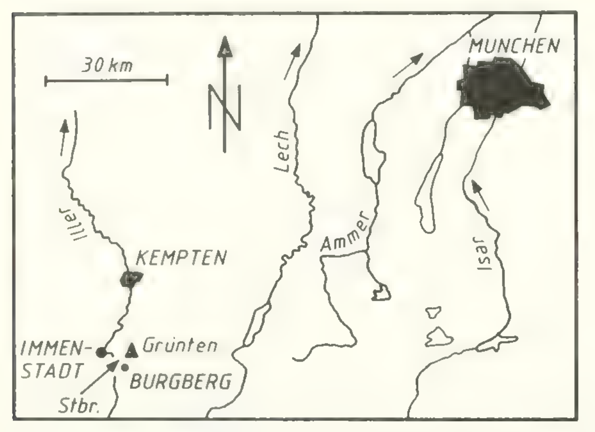


Abb. 1. Lage des Steinbruches „An der Schanz“ bei Burgberg/Allgäu (TK 25 Blatt 8427 Immenstadt: R 3596600, H 5268140).

Sattels tritt eine Schichtenfolge vom Brisisandstein (oberes Apt) bis in den unteren Teil der Amdener Schichten (Santon) auf (Abb. 3). Die steil überkippte Nordflanke führt dagegen durch tektonische Abscherung nur mehr Brisisandstein und Grünsandsteine des Alb. In der darauf folgenden, ebenfalls nach N überkippten Schuppenzone sind am Nordrand des Steinbruches, tektonisch aneinandergrenzend, derzeit Brisisandstein, Grünsandstein-Fetzen, Seewerkalk und Seewerschiefer aufgeschlossen.

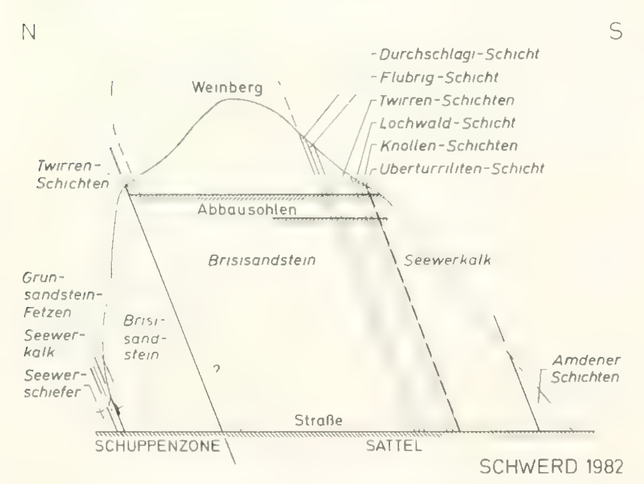


Abb. 2. Schichtenfolge und tektonischer Bau im Steinbruch „An der Schanz“ (schematisch, nicht maßstäblich).

Bereits seit Gümbel (1856) ist ein Teil der Schichtenfolge des Steinbruches „An der Schanz“ bekannt. Arn. Heim (1919) beschrieb sie erstmals ausführlicher. In neuerer Zeit befaßten sich damit Häussler (1972), Kohler & Häussler (1978) sowie im Rahmen der geologischen Landesaufnahme Schwerd et al. (1983). Hagn, Höfling & Martini (in Hagn 1981) beschrieben vor allem die Amdener Schichten am Südrand des Steinbruches.

Häussler (1972) gab für den Steinbruch „An der Schanz“ auch Gamser Schichten an, die den Kern eines Sattels bilden sollen. Nach unserer Deutung der tektonischen Situation (Abb. 2) stellen diese Grünsandsteine – in der Fazies der Twirren-Schichten – die tektonisch stark reduzierte Nordflanke des Sattels dar, was durch neue Ammonitenfunde (*Leymeriella* sp., Unteralb; leg. et det. G. Gebhard, mdl. Mitt.) bestätigt wurde. Der Brisisandstein, der sich im Norden an diese Twirren-Schichten (= Häusslers Gamser Schichten) anschließt, gehört zur Schuppenzone und nicht zum Sattel.

Gleichwohl sind in der Gesteinsfolge, die den Weinberg weiter im E aufbauen, Gamser Schichten vertreten. Über mächtigem Schrattenkalk folgen Gamser Schichten, Brisisandstein sowie mächtig und differenziert ausgebildetes Alb und Cenoman. Dies zeigt fazielle Züge des Mittelhelvetikums (Höpfner 1962). Das Auftreten von Gamser Schichten weist dabei wohl auf den südlichsten Teil des Mittelhelvetikums hin.

1.2 SCHICHTENFOLGE

1.2.1 Brisisandstein

Der im Steinbruch „An der Schanz“ rund 30 m mächtige, durch sein Auftreten als gestörter Kern eines Sattels jedoch in verdoppelter Mächtigkeit anstehende Brisisandstein stellt im älteren Teil einen massigen, kaum geschichteten, fein- bis mittelkörnigen Quarzsandstein dar. Das harte, in frischem Zustand meist hellgrünlich-graue, zuckerig bis fettig glänzende Gestein zerfällt durch intensivste Klüftung kleinstükkig. Es verwittert etwas porös mit unregelmäßig rotbraunen, graubraunen und seltener auch hellgrauen Farben. Hauptkomponente (> 80%) bildet teils eckiger, teils unterschiedlich gerundeter Quarzdetritus, der durch Korn-zu-Korn-Bindung, aber auch tonig-karbonatisches Bindemittel zusammengefügt ist (Taf. 1 Fig. 1). Daneben tritt etwas Chlorit auf, während Glaukonit weitgehend zu fehlen scheint. Auf einzelnen Schichtflächen waren Rippelmarken zu beobachten.

Im jüngeren Teil des Brisisandsteines steigt der Durchmesser einzelner Quarzkörner bis auf mehrere Millimeter an. Bei Rückgang des Quarzanteiles treten nun zunehmend Glaukonit, Kalzit und feinverteilter Pyrit auf.

In den obersten 4–6 m ist der Glaukonit oft schlierig angereichert. Hier finden sich zudem gehäufte Wohn- und Freßbauten einer den Meeresboden bewohnenden Fauna und vereinzelt Phosphoritknöllchen.

1.2.2 Durchschlägi-Schicht

Die im Steinbruch rund 1 m mächtige Durchschlägi-Schicht entwickelt sich aus dem Brisisandstein rasch durch Zunahme des tonig-karbonatischen Bindemittels und Glau-

konites sowie Aufnahme von Phosphorit. Während sie an der Südflanke des Sattels im Steinbruch vom Hangenden bereichsweise gut abtrennbar ist, scheint sie auf der Nordflanke in Fazies der Twirren-Schichten vorzuliegen.

Die Durchschlägi-Schicht stellt an der Südflanke des Sattels einen dunkelgrünlichgrauen, zum Teil grobkörnigen, schwach kalkigen Quarzsandstein dar. Sie führt reichlich Glaukonit (bis rund 15%) und kleine dunkelbraune bis schwarze Phosphoritknollen und -bröckchen. Hauptkomponente (> 75%) ist nur schlecht sortierter, eckig bis gut gerundeter Quarzdetritus in vorwiegend tonig-siltigem Bindemittel mit wechselndem Kalkanteil (Taf. 1 Fig. 2). Vereinzelt finden sich Glimmerschüppchen sowie Gesteinsbruchstücke (vor allem Quarzite). Die Phosphoritklumpen schließen häufig Quarz und Glaukonit ein. Grobsandige bis feinkiesige Quarzkörner bedingen oft rauhe Verwitterungsoberflächen. Partienweise ist das bioturbate Gestein von bis mehrere Dezimeter langen Wohn- und Freßbauten („graphitgraue Fährten", Arn. Heim 1919) durchsetzt.

1.2.3 Flubrig-Schicht

Die Flubrig-Schicht ist nach Arn. Heim (1919) am Grünten im Vergleich zur Ostschweiz, wie auch die Durchschlägi-Schicht, völlig versandet. An der Sattelsüdflanke im Steinbruch ist sie, etwa 1,5 m mächtig, bereichsweise lithologisch noch einigermaßen von der darunterlagernden Durchschlägi-Schicht und den darüberfolgenden Twirren-Schichten unterscheidbar. An der Nordflanke dagegen tritt sie allem Anschein nach in Fazies der Twirren-Schichten auf.

Die Flubrig-Schicht ist ein gegenüber der Durchschlägi-Schicht etwas kalk- und fossilreicherer, dafür aber weniger Glaukonit und Phosphorit führender Quarzsandstein mit dunkelgrünlichgrauer bis schwarzer Farbe. Hauptkomponente bildet auch hier wieder meist nur schlecht sortierter, eckig bis gut gerundeter Quarzdetritus mit einzelnen grobsandigen bis feinkiesigen Körnern (Taf. 1 Fig. 3). Das Bindemittel ist tonig-karbonatisch. Korn-zu-Korn-Bindungen zwischen Quarzkomponenten sind seltener.

1.2.4 Twirren-Schichten

Auf der Sattelsüdflanke treten die Twirren-Schichten im Steinbruch vollständig und mit rund 7 m Mächtigkeit auf. Die von Häussler (1972) den Gamser-Schichten zugerechneten, aus in Abschnitt 1.1 erwähntem Grund neuerdings jedoch in das Alb der Sattelnordflanke zu stellenden Grünsandsteine werden in vorliegender Arbeit als tieferer Teil der Twirren-Schichten gedeutet. Gelände- und Dünnschliffuntersuchungen (Taf. 1 Fig. 4–5) lassen diese Einstufung als hinreichend gerechtfertigt erscheinen. Der basale Teil der Twirren-Schichten dürfte an der Sattelnordflanke altersmäßig und faziell zudem die Durchschlägi- und Flubrig-Schicht vertreten.

An der Südflanke des Sattels gehen die Twirren-Schichten vor allem durch Zunahme des Kalk-, Glaukonit- und Phosphoritgehaltes aus der Flubrig-Schicht hervor. Auf der Sattelnordflanke entwickelt sich ihre Fazies dagegen direkt aus dem Brisisandstein.

Hauptkomponente der dunkelmoosgrünen bis dunkelgrauen Twirren-Schichten stellt wiederum meist nur mäßig sortierter, eckiger bis gut gerundeter Quarzdetritus dar (Taf. 1 Fig. 4–6). Das Bindemittel des fein- bis grobkörnigen Gesteines ist tonig-karbonatisch und gegenüber der Durchschlägi- und Flubrig-Schicht wesentlich kalkreicher. Korn-zu-Korn-Bindung zwischen Quarzkörnern tritt nur untergeordnet auf. Die Twirren-Schichten zeigen einen hohen Glaukonitgehalt und führen neben Pyrit und Gesteinsbröckchen oft lagenweise angereichert Phosphorit. Letzterer bildet kleine, dunkelbraune bis schwarze Knollen und Schlieren, die ihrerseits detritischen Quarz und Glaukonit (Taf. 1 Fig. 4 u. 6) sowie vereinzelt kleine Foraminiferen (Hedbergellen) einschließen. Wechselnde Bindemittel- und Glaukonitführung bedingen eine schwache, für die Twirren-Schichten aber charakteristische Melierung oder Streifung der Gesteinsfarbe. Neben inkohlten Pflanzenresten treten Wohn- und Freßbauten auf.

1.2.5 Lochwald-Schicht

Aus den Twirren-Schichten entwickelt sich durch Zunahme des Kalk- und Glaukonitanteiles bei Zurücktreten des Tongehaltes die im Steinbruch rund 2 m mächtige Lochwald-Schicht. Sie stellt einen kalkig gebundenen, sehr glaukonitreichen, dunkelgrünlichen bis schwarzen Sandstein dar. Detritischer, nur schlecht sortierter, eckiger bis runder Quarz sowie Glaukonit bilden die Hauptkomponenten. Vereinzelt treten Glimmerschüppchen und Gesteinsbröckchen auf. Im Bindemittel nimmt der Kalkanteil zum Hangenden zu, der Tonanteil ab. Phosphorit ist in der Lochwald-Schicht bereichsweise stark angereichert. Er tritt in Form von dunkelbraunen bis schwarzen Knöllchen, als Füllung von bis Dezimeter langen, gangartigen Wohn- und Freßbauten sowie als phosphoritisierte Fossilschalen auf. Die Phosphoritknöllchen führen ihrerseits Quarz, Glaukonit und Fossilreste (Taf. 1 Fig. 7). Nach Kohler & Häussler (1978) beträgt der P_2O_5-Anteil der chemisch ziemlich einheitlichen Phosphorite im Allgäu 22–37%.

1.2.6 Knollen-Schichten

Die Knollen-Schichten (Synonyme: Aubrig-Schichten, Aubrig-Knollen-Schichten) stellen einen kalk- und glaukonitreichen Quarzsandstein bis quarz- und glaukonitreichen Kalkstein dar, in dem im Steinbruch millimeter- bis dezimetergroße, längliche oder rundliche Kalkknollen mehr oder wenig schichtig aufgereiht sind. Die Kalkknollen, daneben auch millimeterdünne Kalklagen, in moosgrünlichgrauem Nebengestein bestehen aus mikrofossilreichem, dichtem, faziell dem Seewerkalk ähnlichem Kalkmikrit von mittel- bis hellgrauer Farbe. Er führt rasch wechselnde Mengen von Glaukonit sowie Quarzdetritus und ist biogen durchwühlt.

Die Grenze zwischen den Kalkknollen und ihrem grünsandigem Nebengestein ist häufiger als Drucklösungsgrenze (Stylolith) ausgebildet. Manchmal lassen sich im Mikroskop fließende Übergänge beobachten. Zum Hangenden nimmt der Quarz- und Glaukonitgehalt in Knollen-Schichten insgesamt ab. Phosphorit tritt nur mehr selten in den grünsandigen Gesteinsanteilen auf.

An frischen Bruchflächen größerer Blöcke der Knollen-Schichten läßt sich die primäre Wechsellagerung von grünen glaukonitischen Sandstein- und hellgrauen Glaukonit führenden Kalklagen erkennen. Die Ausdünnung zu ovalen und unregelmäßigen Kalkknollen erfolgte frühdiagnetisch durch die auf die Kalkmikritlagen folgende Sandsteinlage. Dabei muß man sich die Genese ähnlich derjenigen von „ball-and-pillow structures" (Reineck & Singh 1975: 77–78) vorstellen. Kleine „Kalkknollen" mit einem Durchmesser von 1–2 cm sind verfüllte Wohn- und Freßbauten und keine Kalkschlick-gerölle.

Vor allem die Kalkknollen, aber auch die kalkreicheren Partien ihres Nebengesteins, führen reichlich pelagische und benthonische Foraminiferen sowie Calcisphaeren (Taf. 1 Fig. 7). Daneben treten Echinodermen- und Molluskenreste (z. T. Inoceramenprismen) auf.

1.2.7 Überturriliten-Schicht

Die Überturriliten-Schicht (Synonym: Fugen-Schicht) stellt die Basisbank des Seewerkalkes dar. Aufgrund lithologischer Besonderheiten wird sie jedoch üblicherweise getrennt von ihm behandelt.

Die im Steinbruch rund 0,7 m mächtige Überturriliten-Schicht stellt einen mittelgrauen, hellgrau anwitternden Kalkmikrit in Fazies des Seewerkalkes dar. Im Gegensatz zu diesem treten in der Überturriliten-Schicht noch vermehrt detritischer Quarz, Glaukonit sowie bis über 1 cm große Pyritkonkretionen und -kristalle auf. Die löchrigen Strukturen an der Gesteinsoberfläche gehen auf Verwitterung dieses Pyrits zurück. Glaukonit- und Quarzgehalt nehmen zum Hangenden ganz allmählich ab, so daß zum Seewerkalk keine scharfe Grenze besteht. Das dichte, splittrig-scherbig brechende Gestein ist reich an Mikrofossilien und von einer den Meeresboden bewohnenden Fauna durchwühlt (Taf. 1 Fig. 9).

Die Grenze zwischen den Knollen-Schichten und der Überturriliten-Schicht ist im Gelände wie im Dünnschliff teils messerscharf ausgebildet, teils stellt sie einen gewellten Hartgrund dar, von dem mit Kalkmikrit der Überturriliten-Schicht gefüllte Bohrgänge nach unten in die Knollen-Schichten ausgehen (Taf. 2 Fig. 10). An dieser Grenze, die heute bereichsweise als Drucklösungssaum auftritt, verringern sich von den Knollen-Schichten zur Überturriliten-Schicht fast schlagartig der Quarz- und Glaukonitgehalt sowie der Korndurchmesser im Kalk.

1.2.8 Seewerkalk

Der Seewerkalk tritt an der Südflanke des Sattels im Steinbruch mit fließendem Übergang aus der Überturriliten-Schicht vollständig und mit einer Mächtigkeit von rund 26 m auf. In der nördlich an den Sattel anschließenden Schuppenzone ist er am Nordrand des Steinbruchs als etwa 1,5 m mächtiger, tektonisch begrenzter Span zwischen Brisisandstein und Seewerschiefern aufgeschlossen.

Der Seewerkalk ist ein im allgemeinen hellgrauer, manchmal auch hellbläulich- oder hellgrünlichgrauer, dichter, pelagischer Kalkmikrit, dessen hellgraue bis weißlichgraue Verwitterungsfarbe bereits von weitem auffällt. Das durch Bioturbation oft dunkel gefleckte, muschelig brechende Gestein führt gelegentlich etwas Glaukonit und detritischen Quarz. Zudem lassen sich Pyritaggregate mit bis zu mehreren Zentimetern Durchmesser beobachten.

Der oft flaserige Seewerkalk ist sehr gut gebankt und zeigt meist knollige Schichtflächen. Die primäre Ursache für die gute Schichtung des Seewerkalkes war sicherlich die zeitweise erhöhte Tonmineralzufuhr und/oder geringere organogene Kalksedimentation. Allerdings sind die feinen Mergellagen stets durch die Drucklösung überprägt worden. Schlämmproben dieses Mergels enthalten eine vorzüglich erhaltene und reiche Foraminiferenfauna (Weidich i. Vorb.).

1.2.9 Seewerschiefer

In der Schuppenzone treten am Nordrand des Steinbruches in tektonisch überkippter Lagerung unter dem Seewerkalkspan stark zerscherte, graue, phyllitisch wirkende Kalkmergel mit etwas detritischem Quarz auf. Sie waren 1980–82 nur wenige Meter mächtig aufgeschlossen.

Nach Hagn, Höfling & Martini (in Hagn 1981) scheint es sich um Seewerschiefer (Synonyme: Obere Seewer Schichten, Seewermergel) zu handeln. Diese Gesteine wären dann vor der Transgression der Amdener Schichten über dem Seewerkalk erhalten geblieben. Möglicherweise verzahnen sie sich mit dessen jüngsten Teilen.

1.2.10 Amdener Schichten

Im Steinbruch sind auf der Sattelsüdflanke über dem Seewerkalk, ohne zwischengeschaltete Seewerschiefer, noch rund 15 m mächtige Amdener Schichten in Fazies der Leistmergel aufgeschlossen. Es handelt sich um mittel- bis dunkelgraue, sandige, schluffig-siltige Mergel mit muscheliger oder griffelig-leistiger, stückiger Bruchform. Die Verwitterungsfarbe, die bis tief unter die Oberfläche vorherrschen kann, ist bräunlich-grau bis ockergrau. Sehr charakteristisch sind bläulichschwarze, besonders aber rostbraune Verwitterungsflekken auf Kluft- und Schichtflächen. Die nur mäßig festen Mergel zeigen oft deutliche Feinlaminierung und führen unregelmäßig kalkreichere und tonreichere Partien. In der karbonatisch-tonigen Grundmasse treten detritischer Quarz, Glaukonit, Hellglimmer, etwas Feldspat sowie Pyrit auf.

Die Grenze zwischen Amdener Schichten und Seewerkalk im Südteil des Steinbruches ist sicher tektonisch überprägt (Harnischstreifung auf dem obersten Seewerkalk). Ob die Amdener Schichten hier diskordant erosiv über den Seewerkalk greifen („Dachdiskontinuität" nach Arn. Heim & Seitz 1934: 277) muß offen bleiben. Umgelagerte Seewerkalkbröckchen und -foraminiferen in den Amdener Schichten treten allerdings erst ca. 2 m über dem Kontakt auf. Eine basale Aufarbeitung des Seewerkalks kann nicht beobachtet werden. Zwar ist eine Winkeldiskordanz von 10–15° ausgebildet, doch ließe sich dies auch durch Anschuppung der inkompetenteren Amdener Schichten an den kompetenten Seewerkalk erklären. Möglich ist auch die Annahme, daß die geringmächtigen Seewerschiefer, die in der nördlichen Schuppenzone noch vorhanden sind, tektonisch unterdrückt wurden.

2. STRATIGRAPHISCHER TEIL

2.1 STRATIGRAPHIE DER TIEFEREN SCHICHTEN (BRISISANDSTEIN – LOCHWALD-SCHICHT)

Der tiefere Teil des Profils läßt sich biostratigraphisch nur relativ grob untergliedern. Mit planktonischen Foraminiferen ist keine dem höheren Profilteil vergleichbare Feinzonierung möglich (vgl. 2.2), und unter den Makrofossilien sind Cephalopoden zu selten, um eine detaillierte Gliederung zu erlauben. Immerhin ermöglichen die hier erstmals beschriebenen Cephalopoden in einigen Punkten eine Bestätigung bzw. Präzisierung der bisherigen biostratigraphischen Vorstellungen, die insbesondere von ARN. HEIM (1919) und ARN. HEIM & SEITZ (1934) entwickelt wurden (vgl. Tab. 1).

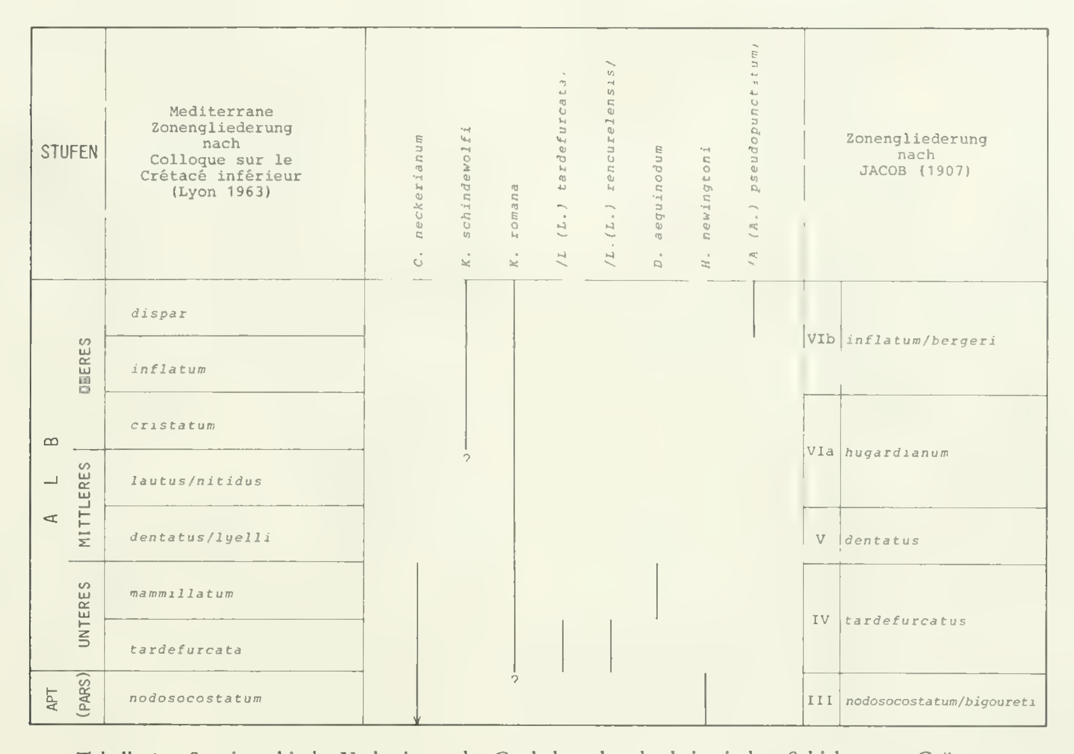


Tabelle 1. Stratigraphische Verbreitung der Cephalopoden der helvetischen Schichten am Grünten.

1. Das obere Apt (Zone III nach JACOB 1907) ist nach ARN. HEIM & SEITZ (1934) sowie BETTENSTAEDT (1958) durch den äußerst fossilarmen Brisisandstein vertreten. Zwar ist bisher „noch nie... in den helvetischen Alpen aus den Brisischichten ein bestimmbarer Ammonit bekannt geworden" (ARN. HEIM & SEITZ 1934: 258), doch liefert der hier beschriebene *Hypacanthoplites newingtoni* aus den höheren Partien des Brisisandsteines eine gute Bestätigung, da dieser Ammonit im borealen Bereich auf die *jacobi*-Zone beschränkt ist, dem zeitlichen Äquivalent der mediterranen *nodosocostatum*-Zone (Tab. 1).

2. Im unteren Alb (Zone IV nach JACOB 1907) kamen nach ARN. HEIM & SEITZ (1934) die Durchschlägi-Schicht und die Flubrig-Schicht zur Ablagerung. Erstere führt vor allem einzelne Echinodermenreste und phosphoritisierte Cephalopodenbruchstücke, letztere enthält u. a. Inoceramen-, Gastropoden- und Belemnitenreste. Die überlagernden Twirren-Schichten werden von ARN. HEIM (1919) bereits ins mittlere Alb (Zone V nach JACOB 1907) gestellt. Sie führen Bivalven, darunter *Inoceramus concentricus*, Gastropoden, Belemniten, Brachiopoden- und Bryozoen sowie Foraminiferen (vgl. auch M. RICHTER 1966).

Von den hier beschriebenen Cephalopoden stammen nach dem anhaftenden Gestein *Cymatoceras neckerianum*, *Leymeriella (Leymeriella)* cf. *tardefurcata* und *Douvilleiceras aequinodum* aus den basalen Twirren-Schichten. Trifft diese Zuordnung zu, bedeutet das, daß die Twirren-Schichten bereits im unteren Alb einsetzen. Dies wäre eine direkte Bestätigung der Vermutung von ARN. HEIM & SEITZ (1934: 264), wonach im helvetischen Faziesbereich Flubrig-Schicht und Twirren-Schichten nach Osten hin älter werden.

3. Mittleres Alb läßt sich bisher am Grünten mit Makrofossilien nicht direkt nachweisen. Die Lochwald-Schicht wird von ARN. HEIM (1919) – ebenso wie die überlagernden Knollen-Schichten – zum unteren Oberalb (Zone VIa nach JACOB 1907) gerechnet. Vor allem die Lochwald-Schicht ist dabei sehr fossilreich. Neben Ammoniten treten Nautiliden, Belemniten, Inoceramen, Brachiopoden, Echinodermaten sowie Foraminiferen auf.

Der hier beschriebene *Anisoceras (Anisoceras)* cf. *pseudopunctatum* – dessen genaue Fundschicht leider nicht bekannt ist – gibt einen Hinweis darauf, daß auch noch das höchste Alb vertreten ist, das dem oberen Teil der JACOBschen Zone VIb entspricht. Aufgrund der Foraminiferen und dem

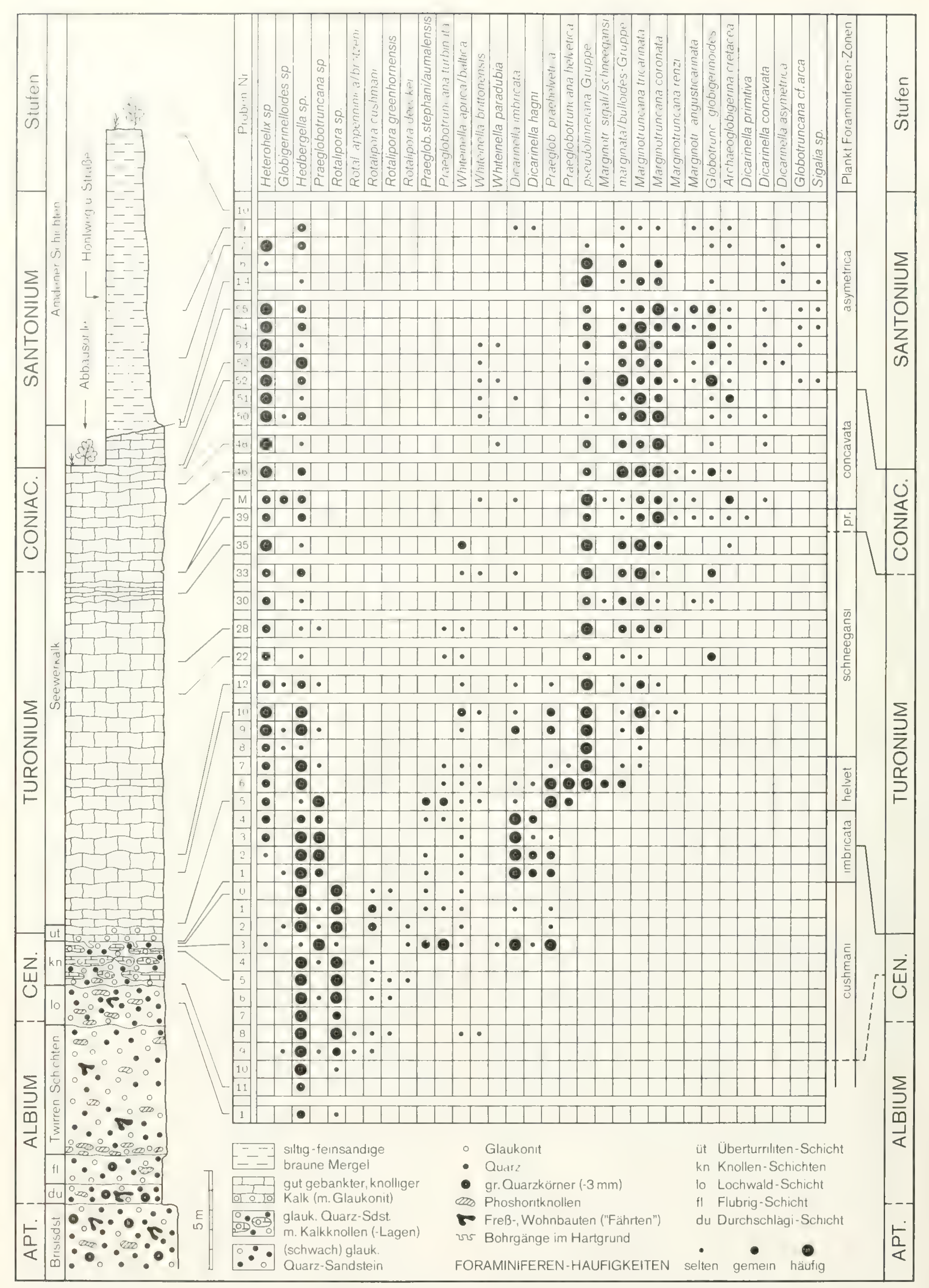


Abb. 3. Lithologisch-stratigraphisches Profil der helvetischen Schichtenfolge im Steinbruch „An der Schanz" (Südflügel des Sattels; 3. Sohle).
Abkürzungen: helvet. = *helvetica*-Zone; pr. = *primitiva*-Zone.

Alter der hangenden Knollen-Schichten reicht die Lochwald-Schicht im Steinbruch sogar ins tiefere Cenoman. Dieses Ergebnis stützt die an anderen Lokalitäten gemachte Beobachtung eines gemeinsamen Auftretens von Fossilien des Alb und Cenoman in der Lochwald-Schicht. Es wird von ARN. HEIM & SEITZ (1934), HERB (1962), LANGE (1968) und SCHOLZ (1978) als Kondensation gedeutet, während REISER (1922) und M. RICHTER (1966) Umlagerungen annahmen.

2.2 FEINSTRATIGRAPHIE DER HÖHEREN SCHICHTEN (KNOLLEN-SCHICHTEN – AMDENER SCHICHTEN)

Der Profilabschnitt Knollen- bis Amdener Schichten an der Südflanke des Sattels (Abb. 2 u. 3) wurde sehr dicht beprobt (17 Schlämm- und 66 Dünnschliffproben). Die Auswertung erbrachte die Vertikalverbreitung der stratigraphisch wichtigen planktonischen Foraminiferen (Abb. 3), deren Unterteilung in sieben planktonische Foraminiferenzonen die für den Tethysraum zu erwartende Feinstratigraphie zuläßt. Abb. 3 ist eine in der Probendichte und Zahl der planktonischen Foraminiferen gekürzte Fassung. Eine ausführliche Darstellung mit eingehender Diskussion der Foraminiferenfauna erscheint an anderer Stelle (WEIDICH i. Vorb.).

Die der Untersuchung zugrunde liegenden 101 Dünnschliffe sind in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie (Dünnschliff-Nr. G 3488 bis 3577 a/82) und in der Sammlung des Bayerischen Geologischen Landesamtes (Dünnschliff-Nr. 82092 bis 82102) hinterlegt.

Beschreibung der einzelnen Zonen

1. *cushmani*-Zone (höheres Cenoman): Die Zone beginnt mit dem ersten Auftreten der *Rotalipora cushmani* (MORROW) und endet mit dem Aussterben der Rotaliporen. Das erste Erscheinen des Leitfossils in unserem Profil ist sicherlich faziell bedingt (Kalkknollen im Grünsand), wodurch sich die Zonenuntergrenze nicht fassen läßt. Die letzte *Rotalipora* tritt unterhalb des Hartgrundes am Top der Knollen-Schichten auf.

In den kalkigen Knollen und kalkreichen Partien der Knollen-Schichten herrschen kleine Hedbergellen vor, die wegen der starken Umkristallisation nur sehr selten eine artliche Bestimmung zulassen: *Hedbergella* sp., *H. planispira* (TAPPAN), *H. delrioensis* (CARSEY). Die partienweise häufigen Rotaliporen können nur in idealen Querschnitten artlich bestimmt werden: *Rotalipora* sp., *R. cushmani*, *R. greenhornensis* (MORROW), *R. deeckei* (FRANKE). Selten finden sich ferner: *Praeglobotruncana* sp., *P. praehelvetica* (TRUJILLO), *Globigerinelloides* sp., *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN), *W. baltica* DOUGLAS & RANKIN, *W. brittonensis* (LOEBLICH & TAPPAN) sowie häufig Sandschaler und kalkschalige Foraminiferen (einschließlich Milioliden).

Die vom Hartgrund an der lithologischen Grenze Knollen-Schichten/Überturriliten-Schicht ausgehenden Bohrgänge (1–2 cm Durchmesser) in den Knollen-Schichten sind mit Kalkschlamm verfüllt worden (Taf. 2 Fig. 10), der die Foraminiferenfauna der hangenden Überturriliten-Schicht enthält. So ist im Dünnschliff kn 3 (Abb. 3) das plötzliche Massenauftreten von *Dicarinella imbricata* (MORNOD) und anderen, die *imbricata*-Zone charakterisierenden Planktonforaminiferen, zu erklären.

Während ARN. HEIM & SEITZ (1934) noch oberes Alb als Alter der Knollen-Schichten annahmen, ergaben neuere Bearbeitungen ein cenomanes Alter (z. B. BOLLI 1945). Im Steinbruch „An der Schanz" gehören die Knollen-Schichten in das höhere Cenoman (Abb. 3). Ihr Wechsel von Kalkmikriten und grünsandigen Gesteinen zeigt den Übergang von der detritischen Sedimentation im Alb und tieferen Cenoman in die pelagische Fazies des Seewerkalks an.

2. *imbricata*-Zone (Wende Cenoman/Turon): Faziell entspricht die *imbricata*-Zone der Überturriliten-Schicht und den untersten Seewerkalk-Bänken.

Der Zeitraum, innerhalb der Lebensdauer von *D. imbricata*, zwischen dem Aussterben der Rotaliporen und dem Erstauftreten der *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI) ist in der Literatur unter verschiedenen Zonenbezeichnungen bekannt: „Zone à grandes globigérines" (WEISS 1980; WONDERS 1978), „*Whiteinella archaeocretacea*-Zone" (Atlas de foraminifères planctoniques... 1; WONDERS 1980), „Zone à *Rotundina cretacea – Praeglobotruncana imbricata*" (SALAJ 1980) und „*aprica*-Zone" (WONDERS 1979). Dieser Zeitbereich ist zwar durch die „großen Globigerinen" gekennzeichnet, aber das Massenauftreten von *D. imbricata* in unserem Profil wie auch die leichte Bestimmbarkeit dieser Form im Dünnschliff (im Gegensatz zu *W. archaeocretacea* PESSAGNO) veranlaßt uns dazu, diesen Abschnitt *imbricata*-Zone zu nennen.

Neben der Leitform treten noch auf: *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *P. turbinata* (REICHEL), *P. praehelvetica, D. hagni* (SCHEIBNEROVA), Whiteinellen und Hedbergellen. Aufgrund der günstigen Erhaltung sind nun meistens Bestimmungen bis zur Art möglich. Benthonische Foraminiferen sind zwar noch häufig, aber schon wesentlich weniger an Zahl als im Grünsand; zudem fehlen Milioliden vollständig.

3. *helvetica*-Zone (Unterturon): Durch Erstauftreten und Aussterben der *P. helvetica* ist diese Zone festgelegt. Häufiger als die Leitform erscheint *P. praehelvetica*, die schon ab dem Obercenoman bekannt ist und aus der *P. helvetica* hervorging. Charakteristisch für die Zone sind ferner *P. stephani, P. turbinata* und die frühen flachen, zweikieligen Marginotruncanen *(M. canaliculata* (REUSS), *M. pseudolinneiana* PESSAGNO). Die beiden letztgenannten vereinigten wir mit *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY) zu einer Gruppe, da sie im Dünnschliff kaum zu unterscheiden sind *(pseudolinneiana*-Gruppe). Ebenfalls schon vorhanden sind *M. sigali* (REICHEL)/*M. schneegansi* (SIGAL), *M. marginata* (REUSS)/ *Globotruncana bulloides* VOGLER und *M. tricarinata* (QUEREAU). Dagegen treten *D. imbricata* und *D. hagni* stark in den Hintergrund.

Aufgrund der Foraminiferenfauna umfaßt der Seewerkalk nach den basalen Kalkbänken die *helvetica-*, *schneegansi-*, *primitiva-*, *concavata-* und den tieferen Teil der *asymetrica*-Zone, also den Zeitraum Unterturon-Santon.

4. *schneegansi*-Zone (Mittel- bis Oberturon): In Anlehnung an die Zonengliederung im „Atlas de foraminifères

planctoniques... 1" wird die Zone zwischen dem Aussterben der *P. helvetica* und dem Erstauftreten der *D. primitiva* (DALBIEZ), der Basis des Coniacs, *schneegansi*-Zone genannt, auch wenn das Zonenleitfossil nur selten zu finden und zudem von der verwandten *M. sigali* im Dünnschliff nicht zu unterscheiden ist. Die Zone wird besonders von den ,,großen Globotruncanen" gekennzeichnet: *M. coronata* (BOLLI) und *M. tricarinata*. Daneben herrschen noch Formen der *pseudolinneiana*-Gruppe vor. *M. angusticarinata* (GANDOLFI) und *M. renzi* (GANDOLFI) sind selten. Im obersten Teil dieser Zone konnten schon *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN und *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY) beobachtet werden.

Setzt man das Erscheinen der beiden zuletzt genannten Foraminiferen mit der Basis des Coniacs gleich, entspräche das der *primitiva*-Zone; allerdings fehlt *D. primitiva* in diesen Dünnschliffen.

5. *primitiva*-Zone (tieferes Coniac): Die Zeitspanne zwischen dem ersten Auftreten von *D. primitiva* (Basis des Coniacs) und der ersten *D. concavata* (BROTZEN) ist die *primitiva*-Zone. Dies ist ein sehr kurzer Zeitraum und war wegen des äußerst spärlichen Auftretens von Formen der *primitiva-concavata-asymetrica*-Reihe in unserem Profil kaum zu erfassen. Immerhin enthielt aber der Dünnschliff sw 39 (Abb. 3) den Querschnitt einer *D. primitiva.*

6. *concavata*-Zone (höheres Coniac bis tieferes Santon): Zwischen dem Erstauftreten der *D. concavata* und der ersten *D. asymetrica* (SIGAL) [= *Globotruncana carinata* DALBIEZ] liegt die *concavata*-Zone. Die Leitform ist sehr selten zu finden. Die Schlämmprobe sw 39 M, Material aus einer Mergelfuge, enthielt eine überaus reiche Foraminiferenfauna, in der auch *D. concavata* und *Archaeoglobigerina blowi* PESSAGNO bestimmt werden konnten. Die Masse der planktonischen Foraminiferen entfiel aber wieder auf *M. coronata, M. tricarinata, M. marginata/G. bulloides* und die *pseudolinneiana*-Gruppe.

Die Seewerschiefer, die in der nördlichen Schuppenzone (Abb. 2) auf den Seewerkalk folgen, führen eine kleine, schlecht erhaltene Foraminiferenfauna. Sie erlaubt die Einstufung dieser Kalkmergel in das Coniac oder jünger: *Marginotruncana angusticarinata* (GANDOLFI), *M. coronata* (BOLLI), *Neoflabellina* sp., *Gavelinella* cf. *costata* (BROTZEN), *Gyroidina* sp., *Stensioeina* sp. *(granulata-pommerana*-Gruppe), *Ammodiscus* sp., *Arenobulimina d'orbignyi* (REUSS) und *Ataxophragmium depressum* (PERNER).

7. *asymetrica*-Zone (höheres Santon): Mit dem Erstauftreten der *D. asymetrica* (höheres Santon) beginnt diese Zone; sie endet beim ersten Erscheinen einkieliger Globotruncanen der *elevata*-Gruppe. Wenn wir hier von höherem Santon sprechen, so schließen wir uns damit der Mehrheit der Autoren an, die glauben, daß *D. asymetrica* erst im höheren Santon oder Obersanton einsetzt. Die Minderheit setzt das Erstauftreten von *D. asymetrica* mit der Basis des Santons gleich (z. B. SALAJ 1980).

Schon im obersten Seewerkalk konnte *D. asymetrica* im Dünnschliff beobachtet werden, ein Beweis dafür, daß die Fazies des Seewerkalks bis in das Santon hineinreichen kann. Weitere Hinweise für das Santon-Alter des obersten Seewerkalks und der Amdener Schichten sind *Sigalia* sp., *S. deflaensis* (SIGAL) und, nur in Dünnschliffen zu finden, *Globotruncana* cf. *arca* (CUSHMAN). Unter *G.* cf. *arca* in Abb. 3 fassen wir alle Formen zusammen, deren Schliffbilder *G. fornicata* (PLUMMER) oder Vorläufern von *G. arca (G. morozovae* VASSILENKO, *G. convexa* CUSHMAN, falls man diese Arten gelten lassen will), entsprechen.

Die Amdener Schichten führen neben seltener auftretenden Inoceramen-, Gastropoden-, Belemniten- und Echinodermen-Resten Radiolarien, Ostracoden sowie eine reiche Foraminiferenfauna. Letztere erlaubt eine Einstufung des im Steinbruch aufgeschlossenen, basalen Anteils der Amdener Schichten in das höhere Santon, da die Leitform der *asymetrica*-Zone in fast allen Schlämmproben zu finden war, aber Formen der *elevata*-Gruppe (Campan) noch fehlen. Eine gute Foraminiferenliste gaben jüngst HAGN, HÖFLING & MARTINI (in HAGN 1981: 290) an.

Die Amdener Schichten enthalten neben kleinen Seewerkalkbröckchen auch umgelagerte Foraminiferen aus dem Seewerkalk bzw. den Seewerschiefern. Wegen ihrer kreidigweißen Farbe sind sie von den hell- bis dunkelbraunen Foraminiferen der Amdener Schichten leicht zu unterscheiden. So enthält die Probe am 9 (Abb. 3) vornehmlich umgelagerte Planktonforaminiferen *(D. hagni, D. imbricata* u. a.).

Ausblick

Das im Helvetikum-Profil des Steinbruchs ,,An der Schanz" für den obersten Seewerkalk nachgewiesene Santon-Alter mag zunächst überraschen, da allgemein der Seewerkalk in das Cenoman und Turon gestellt wird. Doch sind wir sicher, daß bei sorgfältiger Bearbeitung anderer Helvetikum-Profile sich dieses junge Alter als vorherrschend erweisen wird.

BETTENSTAEDT gab schon 1958 für ,,Seewermergel, oberhalb des ,Unteren Seewerkalks': Santon" an, erwähnt aber keine Mikrofauna (BETTENSTAEDT 1958: 582–583). Sein Profil am Südausgang der Breitach-Klamm bei Walserschanz SW' Oberstdorf, das ebenfalls bereits ARN. HEIM (1919: 460–461) beschrieben hatte, ist z. Z. in Bearbeitung und das Santon-Alter für die ,,Fleckenschiefer" (ARN. HEIM) kann mit *D. asymetrica* und *S. deflaensis* und *S. decoratissima* (KLASZ) vorerst nur bestätigt werden. Daraus folgt, daß die Überturriliten-Schicht und der Untere Seewerkalk, zusammen nur ca. 3,50 m mächtig, zeitlich dem obersten Cenoman bis tiefsten Santon entsprechen.

Bei sorgfältiger Auswertung eines dicht beprobten Profils zeigt sich, daß auch in dem als hinreichend erforscht geglaubten Helvetikum noch manche neue Erkenntnis möglich ist. Die Bedeutung der Feinstratigraphie, deren Erarbeitung nicht nur die Zonenfolge als Ergebnis hat, wird sich in einer späteren Zusammenschau mit den anderen tektonischen Einheiten der Süddeutschen Kreide erweisen. Dies wird auch nicht ohne Einfluß auf die paläobiogeographischen und paläoökologischen Vorstellungen bleiben.

3. SYSTEMATISCHER TEIL

3.1 INOCERAMEN

Klasse Bivalvia LINNÉ, 1758
Unterklasse Pteriomorphia BEURLEN, 1944
Ordnung Pterioida NEWELL, 1965
Unterordnung Pteriina NEWELL, 1965
Überfamilie Pteriacea GRAY, 1847
Familie Inoceramidae GIEBEL, 1852
Gattung *Inoceramus* SOWERBY, 1814

Inoceramus concentricus PARKINSON, 1819
(Taf. 2 Fig. 9)

1819 *Inoceramus concentricus* n. sp. – PARKINSON Trans. Geol. Soc., ser. 1, **5**: 58, Taf. 1 Fig. 4.
1911 *Inoceramus concentricus*, PARKINSON, 1819. – WOODS Monograph, **2**: 265–268, Taf. 45 Fig. 11; Taf. 46 Fig. 1–10; Taf. 47 Fig. 1–2.
1912b *Inoceramus concentricus* PARK.-WOODS Quart. J. Geol. Soc. London, **68**: 2, Abb. 5–9.

Material: 1 Exemplar (BSP 1963 I 389)

Beschreibung: Das vorliegende Exemplar, der Steinkern einer linken Klappe, ist ziemlich hoch gewölbt und scheint nicht verdrückt zu sein. Der Steinkern trägt eine deutliche konzentrische Skulptur in Form flacher Wülste, deren gegenseitiger Abstand nach hinten etwas größer wird. Ein Sulcus ist nicht ausgebildet.

Beziehungen: Die hochgewölbte Klappe aus dem Zeitbereich Alb/Cenoman mit deutlichen Wülsten bei Fehlen eines Sulcus spricht eindeutig für *Inoceramus concentricus* PARKINSON. Die ähnlichen Formen *I. salomoni* D'ORBIGNY, mit einem deutlichen Sulcus, und *I. sulcatus* PARKINSON, mit kräftiger Radialskulptur, scheiden aufgrund der angegebenen Merkmale aus.

Verbreitung: Nach WOODS (1912b: 2, Diagramm A) tritt *I. concentricus* im „Upper Greensand, Gault, and Red Chalk" auf. Nach heutiger Einstufung entspricht dies dem Mittel- und Oberalb (BENNISON & WRIGHT 1969: 324).

Aus dem Helvetikum wird *I. concentricus* von LANGE (1968: 169) aus der Lochwald-Schicht (Alb) und von ARN. HEIM & SEITZ (1934: 266) aus der Flubrig-Schicht und den Twirren-Schichten (mittleres Alb) gemeldet.

Nach dem anhaftenden Gestein zu urteilen, stammt das Sammlungsstück wahrscheinlich aus der Lochwald-Schicht (Oberalb-Tieferes Cenoman). In unserer Münchener Sammlung wird ein 15 × 40 cm großer Block aus den Twirren-Schichten aufbewahrt, auf dessen Schichtfläche pflasterartig dicht gedrängt über 50 Exemplare von *Inoceramus concentricus* liegen (BSP 1956 I 205).

Inoceramus cf. *lamarcki* PARKINSON, 1819
(Taf. 2 Fig. 8)

1819 *Inoceramus lamarckii* n. sp. – PARKINSON Trans. Geol. Soc., ser. 1, **5**: 55, Taf. 1 Fig. 3
1912a *Inoceramus lamarcki*, PARKINSON, 1819. – WOODS Monograph, **2**: 307–327, Abb. 63–85; Taf. 52 Fig. 4–6; Taf. 53 Fig. 1–7.
1967 *Inoceramus lamarcki lamarcki* PARKINSON, 1819. – TRÖGER Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, **12**: 59–63, Taf. 5 Fig. 1–6; Taf. 6 Fig. 3 (mit Synonymie).

Material: 1 Exemplar (BSP 1979 I 163)

Beschreibung: Bei dem Stück handelt es sich wohl um die rechte Klappe, die als Steinkern vorliegt, an dem aber noch überwiegend Schalenreste haften. Das Exemplar ist verdrückt und unvollständig erhalten, insbesondere fehlen der Wirbel und der Schloßrand. Die Skulptur setzt sich aus asymmetrischen Anwachskämmen (vorderes Drittel) und Anwachsreifen (hinterer Teil) zusammen.

Beziehungen: Bei der schlechten Erhaltung muß jede artliche Bestimmung des vorliegenden Stückes sehr gewagt erscheinen. Wäre hier nicht die charakteristische Skulptur erhalten geblieben, die wie das Gesamtbild am ehesten mit Inoceramen der *lamarcki*-Gruppe übereinstimmt, schiede jede Bestimmung aus.

Eine Verwechslungsmöglichkeit wäre nur noch mit Arten der *labiatus*-Gruppe gegeben, vor allem bei Berücksichtigung der ganzen Variationsbreite von *I. labiatus* SCHLOTHEIM und wenn man sich der Auffassung von SEITZ (1935) anschließt. Danach bestünden durchaus Ähnlichkeiten mit „*Inoceramus labiatus* v. SCHLOTHEIM var. *labiata*" im Sinne von SEITZ (1935: 448–454; Abb. 9c, Abb. 11c).

Verbreitung: *I. lamarcki* ist in Nord- und Mitteldeutschland leitend für das untere Mittelturon (SEITZ 1956: 4). Dies trifft zumindest auch für Nord-, Mittel- und Osteuropa zu (SEIBERTZ 1979; TRÖGER 1981).

Inoceramus inconstans WOODS, 1912
(Taf. 2 Fig. 7)

pars 1912a *Inoceramus inconstans*, sp. nov. – WOODS Monograph, **2**: 285–291, Abb. 42, 44, Taf. 51 Fig. 1 [Syntypen].
pars 1912b *Inoceramus inconstans* WOODS. – WOODS Quart. J. Geol. Soc. London, **68**: 16, Abb. 65–73.
1967 *Inoceramus inconstans inconstans* WOODS, 1911. – TRÖGER Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, **12**: 101–102, Taf. 13 Fig. 19.

Material: 1 Exemplar (BSP 1982 I 35)

Beschreibung: Das unverdrückte Exemplar, eine linke Klappe, liegt überwiegend in Schalenerhaltung vor; nur am hinteren Ende tritt der Steinkern unter der dünnen Schale hervor. Unvollständig erhalten sind der Hinterrand, der Wirbel und der Schloßrand. Der äußerste Teil des Flügels ist abgebrochen.

Die Schale ist stark gewölbt, zeigt aber nur einen undeutlichen Wachstumsknick. Die Skulptur ist ausschließlich konzentrisch und besteht aus kräftigen asymmetrischen Anwachskämmen, zwischen denen sich zahlreiche feine Anwachslinien scharen. Auf dem Flügel biegt die Skulptur leicht nach dessen Distalende um.

Beziehungen: Die Zugehörigkeit zur *inconstans*-Gruppe ist ganz offensichtlich. Von den anderen Arten der Gruppe, *I. waltersdorfensis* ANDERT und *I. fiegei* TRÖGER und ihren Unterarten unterscheidet sich *I. inconstans* WOODS

durch die stärkere Wölbung und die kräftigere Skulptur. Hinweise zur Nomenklatur finden sich bei TRÖGER (1967: 100–101); dieser Autor wählte auch einen Lectotypus für *I. inconstans* aus.

Verbreitung: TRÖGER (1967: 102) beschreibt die Art aus dem Oberturon Mitteldeutschlands, die Unterart *I. inconstans lueckendorfensis* TRÖGER aus dem obersten Oberturon der subherzynen und nordböhmischen Kreide sowie aus dem Unterconiac (TRÖGER 1981).

Vom anhaftenden Gestein konnte ein Dünnschliff hergestellt werden, in dem u. a. die folgenden planktonischen Foraminiferen erkannt wurden: *Dicarinella* cf. *primitiva* (DALBIEZ), *D.* cf. *concavata* (BROTZEN) und *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY). Somit ergibt sich für unseren *I. inconstans* ein Coniac-Alter (etwa Probenbereich sw 39–48 in Abb. 3).

3.2 CEPHALOPODEN

Klasse Cephalopoda CUVIER 1897
Unterklasse Nautiloidea AGASSIZ 1847
Ordnung Nautilida AGASSIZ 1847
Überfamilie Nautilaceae DE BLAINVILLE 1825
Familie Cymatoceratidae SPATH 1927
Gattung *Cymatoceras* HYATT 1884

Cymatoceras neckerianum (PICTET 1847)
(Taf. 2 Fig. 5)

1975 *Cymatoceras neckerianum* (PICTET 1847) – FÖRSTER, S. 250, Taf. 17, Fig. 6, Abb. 80A (mit Synonymie).

Material: 11 Exemplare (BSP 1950 I 93, BSP 1950 I 94, BSP 1951 I 178, BSP 1954 I 276, BSP 1958 I 262, BSP 1958 I 263, BSP 1971 I 295a, BSP 1971 I 295b, BSP 1972 I 34, BSP 1977 I 222, BSP 1977 I 223)

Beschreibung: Alle Exemplare sind unvollständig erhalten und verdrückt, so daß keine exakten Meßwerte angegeben werden können. Es handelt sich durchweg um relativ große Formen, mit Durchmessern bis ca. 215 mm.

Der Querschnitt scheint sehr variabel zu sein, die Windungsbreite nimmt im Lauf der Ontogenese rasch zu. Ihre größte Breite besitzt sie an der Basis der Flanken, am Rand der steilen Nabelwand. Die Flanken konvergieren zur gut gerundeten Externseite hin.

Die Skulptur besteht aus scharf ausgeprägten breiten Rippen. Sie setzen an der Umbilikalkante ein und verlaufen zunächst nach vorne. Auf der höheren Flanke biegen sie in weitem Bogen zurück und queren die Externseite mit nach hinten gerichtetem stumpfen Winkel. Von der Lobenlinie ist nichts zu erkennen.

Beziehungen: Die Skulptur der beschriebenen Exemplare ist typisch für die Gattung *Cymatoceras.*

Innerhalb dieser Gattung besteht die beste Übereinstimmung mit *C. neckerianum.* Leider ist diese Art nur sehr wenig bekannt, ihre Abgrenzung – vor allem gegenüber dem sehr ähnlichen *C. neocomiensis* D'ORBIGNY 1840 – ist schwierig. Nach der Originalbeschreibung von PICTET (1847: 273) unterscheidet sich *C. neckerianum* von *C. neocomiensis* durch einen höheren Windungsquerschnitt sowie die stärker geschwungenen und ungleichmäßiger angelegten Rippen. In einer späteren Arbeit (PICTET & RENEVIER 1854: 21) wird allerdings die große Ähnlichkeit mit *C. neocomiensis* nochmals betont und hervorgehoben, daß weiteres Material notwendig wäre, um zu entscheiden, ob die genannten Unterschiede tatsächlich artspezifisch sind.

Eine Untersuchung der Variationsbreite der beiden Arten steht noch aus. Möglicherweise handelt es sich nur um eine einzige Art, die dann nach dem Prioritätsprinzip *C. neocomiensis* heißen müßte. Solange eine solche Untersuchung aber noch aussteht, wird *C. neckerianum* noch als eigene Art betrachtet.

Verbreitung: *C. neckerianum* besitzt im oberen Apt von England bis Mozambique eine weite Verbreitung. Darüber hinaus ist die Art auch aus dem unteren Alb von England und Frankreich beschrieben worden.

Unterklasse Ammonoidea ZITTEL 1884
Ordnung Ammonitida ZITTEL 1884
Unterordnung Lytoceratina HYATT 1889
Überfamilie Tetragonitaceae HYATT 1900
Familie Gaudryceratidae SPATH 1927
Gattung *Kossmatella* JACOB 1907

Im Anschluß an SCHOLZ (1979: 52) wird hier auf eine subgenerische Untergliederung der Gattung verzichtet.

Kossmatella schindewolfi WIEDMANN & DIENI 1968

1968 *K. (Kossmatella) schindewolfi* – WIEDMANN & DIENI, S. 41, Taf. 3, Fig. 13, Taf. 4, Fig. 1–3, Abb. 11–12 (mit Synonymie).

Material: 1 Exemplar (BSP 1979 I)

Beschreibung: Das Stück besteht aus einer schlecht erhaltenen halben Windung, die folgende Abmessungen aufweist:

D	Wh	Wb	Wh/Wb	Nw
22	4.5 (0.22)	6 (0.27)	0.75	16 (0.55)

Die Aufrollung ist deutlich evolut, die Marginalkante gut ausgebildet, die breit gerundete Externseite etwas abgeflacht und glatt. Die Skulptur besteht aus kräftigen, kegelförmigen Knoten, die den Flanken aufsitzen. Auf den erhaltenen halben Umgang entfallen acht dieser Knoten.

Von der Lobenlinie ist nichts zu erkennen.

Beziehungen: Aufrollung und Skulptur weisen das beschriebene Exemplar eindeutig als *Kossmatella* aus, und zwar wegen der kräftigen Knoten als Vertreter der Gruppe der *K. ventrocincta* (QUENSTEDT 1847/48) im Sinne von WIEDMANN (1962: 50).

Innerhalb dieser Gruppe besteht die beste Übereinstimmung mit *K. schindewolfi,* was die Zahl der kegelförmigen Knoten pro Umgang betrifft. Diese wird von WIEDMANN & DIENI (1968: 41) mit etwa 15 pro Umgang angegeben.

Die dichtsitzenden Knoten scheinen der einzige echte Unterschied zur nächstverwandten Art, *K. oosteri* BREISTROFFER 1936 zu sein. Nach WIEDMANN & DIENI (1968: 42) besitzt

K. schindewolfi neben der dichteren Skulptur zwar auch eine evolutere Aufrollung als *K. oosteri,* demgegenüber geben die Messungen der beiden Autoren jedoch übereinstimmende Angaben für die Nabelweite der beiden Arten an.

Verbreitung: *K. schindewolfi* tritt im höheren Alb auf und ist bisher aus Frankreich, Sardinien und Polen bekannt.

Kossmatella romana Wiedmann 1962
(Taf. 2 Fig. 2)

1968 *K. (Kossmatella) romana* Wiedmann – Wiedmann & Dieni, S. 38, Taf. 1, Fig. 10–11; Taf. 2, Fig. 7; Taf. 3, Fig. 10 (mit Synonymie).

Material: 1 Exemplar (BSP 1982 I 80)

Beschreibung: Das relativ gut erhaltene Exemplar umfaßt 6 Windungen und ist unverdrückt. Die Abmessungen ergeben folgende Werte:

D	Wh	Wb	Wh/Wb	Nw
31.5	9 (0.29)	11.5 (0.37)	0.78	13.5 (0.43)

Die Aufrollung ist deutlich evolut, die relative Windungshöhe nimmt im Verlauf der Ontogenie zu.

Der Querschnitt der vorletzten Windung ist noch trapezoidal, der letzte Umgang besitzt dagegen einen subzirkulären Querschnitt. Die Skulptur zeigt einen deutlichen ontogenetischen Wechsel. Die innersten Windungen lassen nur wenige Details erkennen, bis zu einem Durchmesser von ca. 9 mm sind lediglich dichte radiale Streifenrippen ausgebildet. Erst ab diesem Durchmesser setzen an der Umbilikalkante breite Wulstrippen ein, die sich auf der Flanke zunächst verbreitern und verstärken, sich oberhalb der Marginalkante aber wieder abschwächen.

Diese recht grobe Skulptur wird zunächst noch von den feinen Streifenrippen überlagert, die aber auf dem letzten Umgang nicht mehr zu erkennen sind.

Die zwischen den einzelnen Wulstrippen liegenden radialen Falten sind auf der Externseite ebenfalls abgeschwächt, queren aber diese noch in schwach konvexem Bogen.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Aufrollung und Skulptur zeigen deutlich die Zugehörigkeit des Exemplares zur Gattung *Kossmatella,* und zwar aufgrund der Radialfalten zur Gruppe der *K. agassiziana* (Pictet 1847) im Sinne von Wiedmann (1962: 50).

Die beste Übereinstimmung innerhalb dieser Gruppe besteht zu *K. romana.* Diese Art besitzt in Aufrollung und Querschnitt eine große Variabilität (vgl. Wiedmann & Dieni 1968: 38). Sie unterscheidet sich von der nächstverwandten Art, *K. muhlenbecki* (J.-E. Fallot 1885) durch den trapezoidal-subzirkulären Querschnitt sowie dadurch, daß die Radialfalten die Externseite queren.

Allerdings ist die Variabilität auch in diesen Punkten so groß, daß Scholz (1979: 54) wohl zu Recht vermutet, daß bei genauerer Kenntnis der Variabilität *K. romana* und *K. muhlenbecki* artlich nicht mehr zu trennen sein werden.

Verbreitung: Nach Wiedmann & Dieni (1968: 39) besitzt *K. romana* eine lange Lebensdauer und ist im Oberen Apt (?) – Alb des west-mediterranen Raumes weit verbreitet.

Dagegen soll *K. muhlenbecki* nach diesen Autoren (op. cit.: 39) auf das obere Alb beschränkt sein, nach Scholz (1979: 53) setzt die Art allerdings bereits im unteren Teil des mittleren Alb *(dentatus-*Zone) ein.

Unterordnung Ammonitina Hyatt 1889
Überfamilie Acanthocerataceae Grossouvre 1894
Familie Leymeriellidae Breistroffer 1952
Gattung *Leymeriella* Jacob 1907
Untergattung *L. (Leymeriella)* Jacob 1907

Leymeriella (Leymeriella) cf. *tardefurcata* (Leymerie in d'Orbigny 1841)
(Taf. 2 Fig. 4)

Material: 1 Exemplar (BSP 1963 I 278)

Beschreibung: Das schlecht erhaltene und verdrückte Bruchstück umfaßt eine knappe halbe Windung. Der Durchmesser dürfte wenig über 30 mm betragen, genaue Abmessungen lassen sich aber nicht angeben.

Die Nabelkante ist steil, die Flanken abgeflacht. Die Externseite ist nicht erhalten, so daß sich der Querschnitt nicht rekonstruieren läßt.

Die Skulptur besteht aus einfachen Rippen, die schwach sigmoidal über die Flanke verlaufen. Die knappe halbe Windung besitzt 14 solcher Rippen. Auf der höheren Flanke verbreitern sich die Rippen, wobei ihre Oberfläche abgeflacht wird. Infolge der schlechten Erhaltung läßt sich allerdings nicht erkennen, ob die Oberfläche der Rippen auch noch gefurcht ist.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Die einfachen, sigmoidal geschwungenen Rippen weisen das Stück als Vertreter der Leymerielliden aus.

Schwierig ist zunächst die generische Bestimmung. Da die Externseite nicht erhalten ist, läßt sich nicht erkennen, ob sie von den Rippen gequert wird oder nicht, was für die Zuordnung zu *Proleymeriella* Breistroffer 1947 oder *Leymeriella* von ausschlaggebender Bedeutung ist. So kann allein die Ausbildung der Rippen zur Entscheidung herangezogen werden. Die deutliche Verbreiterung der Rippen auf der höheren Flanke, verbunden mit ihrer Abflachung spricht dabei für die Gattung *Leymeriella,* da die Proleymeriellen gleichmäßig abgerundete Rippen besitzen.

Innerhalb der Gattung *Leymeriella* weist das Fehlen einer lateralen Beknotung auf die Untergattung *L. (Leymeriella)* hin, im Gegensatz zu *L. (Neoleymeriella)* Saveliev 1973.

Eine eindeutige artliche Bestimmung ist bei der schlechten Erhaltung allerdings nicht möglich. Die größte Ähnlichkeit scheint zu *L. (L.) tardefurcata* zu bestehen, doch kann nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden, daß es sich um eine nahverwandte Art handelt, etwa um *L. (L.) weberi* Saveliev 1973. Diese Art stimmt auf den Innenwindungen völlig mit *L. (L.) tardefurcata* überein und kann nach Seyed-Emami (1980: 21) erst ab einem Durchmesser von 30 mm gut unterschieden werden.

Verbreitung: *L. (L.) tardefurcata* ist das Zonenleitfossil des basalen Alb. *L. (L.) weberi* tritt nach Saveliev (1973: 217) ebenfalls nur in der *tardefurcata-*Zone auf.

Leymeriella (Leymeriella) cf. *rencurelensis* JACOB 1907

Material: 1 Exemplar (BSP 1979 I)

Beschreibung: Das mäßig erhaltene Exemplar umfaßt etwas weniger als eine halbe Windung. Der Durchmesser dürfte knapp 30 mm betragen haben.

Die Nabelkante ist steil, die Flanken nur wenig gewölbt, die Externseite breit und abgeflacht, so daß sich insgesamt ein kantiger Querschnitt ergibt.

Die Skulptur besteht aus 11 kräftigen, leicht sigmoidal geschwungenen Einzelrippen. Diese entspringen an der Umbilikalkante, werden zur Externseite hin deutlich breiter und enden knapp oberhalb der Marginalkante in knotenförmigen Verdickungen.

Von der Lobenlinie ist nichts zu erkennen.

Beziehungen: Wie bei der zuvor beschriebenen *L. (L.)* cf. *tardefurcata* weist auch hier die Skulptur auf die Untergattung *L. (Leymeriella)* hin.

Auffällig an diesem Exemplar ist insbesondere die kräftige Ausbildung der Rippen und deren Verdickungen an der Marginalkante. Die beste Übereinstimmung zeigt dieses Merkmal mit *L. (L.) rencurelensis,* besonders mit einem der bei JACOB (1907b: Taf. 17 Fig. 20) abgebildeten Stücke.

Allerdings ist die Erhaltung des hier beschriebenen Exemplares zu schlecht für eine eindeutige Zuordnung, zumal es sich bei *L. (L.) rencurelensis* um eine relativ seltene Art handelt, auf die in einigen neueren und umfangreicheren Arbeiten über Leymeriellen (SEITZ 1930, CASEY 1937, SAVELIEV 1973) nicht näher eingegangen wird. Eine Verwechslung ist insbesondere mit *L. (L.) recticostata* SAVELIEV 1973 möglich.

Verbreitung: *L. (L.) rencurelensis* ist bisher nur aus Frankreich beschrieben worden und beschränkt sich nach JACOB (1907a: 311) auf das basale Alb *(tardefurcata*-Zone). *L. (L.) recticostata* wurde von SAVELIEV (1973: 217) ebenfalls aus der *tardefurcata*-Zone beschrieben.

Unterordnung Ancyloceratina WIEDMANN 1966
Überfamilie Douvilleicerataceae PARONA & BONARELLI 1897
Familie Douvilleiceratidae PARONA & BONARELLI 1897
Unterfamilie Douvilleiceratinae PARONA & BONARELLI 1897
Gattung *Douvilleiceras* DE GROSSOUVRE 1894

Douvilleiceras aequinodum (QUENSTEDT 1849)
(Taf. 2 Fig. 6)

1962 *Douvilleiceras mammillatum* (SCHLOTHEIM) var. *aequinodum* (QUENSTEDT) – CASEY, S. 271, Taf. 90, Fig. 5; Taf. 91, Fig. 5–7; Taf. 92, Fig. 10a–b; Abb. 94a–c, Abb. 95a–b, Abb. 102d, Abb. 103a–b.

Material: 1 Exemplar (BSP 1958 I 260)

Beschreibung: Das unverdrückte Exemplar umfaßt eine knappe halbe Windung. Der Durchmesser beträgt etwa 55 mm, der Querschnitt ist breit gerundet.

Die Skulptur besteht einheitlich aus 13 kräftigen geraden Einzelrippen. Sie sind scharf abgesetzt und auf der breiten Externseite wulstartig verdickt. Der Abstand zwischen den Rippen beträgt etwas mehr als eine Rippenstärke. Die Rippen sind vielfach eingekerbt, was das Bild zahlreicher clavater Knoten ergibt, pro Rippe sind es etwa 14 solcher „Knoten". In der Mitte der Externseite ist in die Rippen jeweils eine breitere und tiefere Kerbe eingesenkt, so daß der Eindruck einer medianen Furche entsteht.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Querschnitt und Skulptur kennzeichnen das Stück eindeutig als Douvilleiceraten.

Die scharf ausgeprägten Rippen, die Rippendichte und die sehr gleichmäßig ausgebildeten Knoten stimmen am besten mit *D. aequinodum* überein. Diese Form wird von CASEY (1962) lediglich als Unterart („Varietät") der Typusart, *D. mammillatum* (SCHLOTHEIM 1813), betrachtet. Die tatsächlich engsten Beziehungen bestehen aber nicht zu *D. mammillatum,* sondern vielmehr zu *D. monile* (J. SOWERBY 1816), was den eigenständigen Charakter von *D. aequinodum* unterstreicht. *D. aequinodum* wird hier deshalb als eigene Art betrachtet.

Gegenüber *D. monile* zeichnet sich *D. aequinodum* durch die deutlicher ausgeprägten Rippen und eine schmälere mediane Einkerbung aus.

Von *D. mammillatum* unterscheidet sich *D. aequinodum* durch die schmäleren Rippen, die größere Rippenzahl/Windung und die schwächer ausgebildeten Lateralknoten.

Verbreitung: *D. aequinodum* ist bisher nur aus dem oberen Unteralb *(mammillatum*-Zone) von England und Frankreich bekannt.

Überfamilie Deshayesitaceae STOYANOW 1949
Familie Parahoplitidae SPATH 1922
Unterfamilie Acanthohoplitinae STOYANOW 1949
Gattung *Hypacanthoplites* SPATH 1923

Hypacanthoplites newingtoni CASEY 1965
(Taf. 2 Fig. 1)

1965 *Hypacanthoplites newingtoni* CASEY, S. 443, Taf. 75, Fig. 1–2, Abb. 165.

Material: 1 Exemplar (BSP 1956 I 206)

Beschreibung: Das relativ gut erhaltene Exemplar ist nur wenig verdrückt und umfaßt knapp $1^1/_4$ Windungen des Phragmokons. Es besitzt folgende Abmessungen:

D	Wh	Wb	Wh/Wb	Nw
175	68 (0.39)	–	–	55 (0.31)
–	47	31	1.52	–

Die Aufrollung ist mäßig involut, die letzte Windung umfaßt die vorhergehende zu etwa $^1/_3$.

Der Querschnitt ist deutlich hochmündig, die Nabelkante gerundet, die Nabelwand steil. Die Flanken sind zunächst abgeflacht und konvergieren etwas zur Externseite hin, ab einem Durchmesser von ca. 130 mm sind sie flach gewölbt, mit der größten Breite etwa auf der Flankenmitte. Die breite Externseite ist abgeflacht.

Die Skulptur besteht aus einem regelmäßigen Wechsel von Haupt- und Zwischenrippen. Die Hauptrippen setzten mit einer leichten Anschwellung an der Umbilikalkante ein, ver-

laufen ziemlich gerade über die Flanken und queren die Externseite ebenfalls gerade und ohne Unterbrechung. In späteren Stadien können diese Rippen ventro-lateral schwache Verdickungen aufweisen. Die letzte Windung besitzt etwa 26 Hauptrippen.

Die kürzeren Zwischenrippen unterscheiden sich in der Stärke nicht von den Hauptrippen und queren ebenfalls die Externseite. Sie setzen zunächst hoch auf der Flanke ein, der Punkt ihres Einsetzens verschiebt sich in späteren Stadien nach unten zur Flankenmitte.

Von der Lobenlinie sind nur wenige Details zu erkennen, auffallend ist dabei, daß sich breite, niedrige Sättel an den Externlobus anschließen.

Beziehungen: Aufrollung, Querschnitt und Skulptur des beschriebenen Exemplares stimmen gut mit der Gattung *Hypacanthoplites* überein. Die relativ feine Skulptur der Innenwindung weist nach Arias & Wiedmann (1977: 8) auf einen Vertreter des höheren Apt hin.

Die beste Übereinstimmung besteht mit *H. newingtoni.* Wie aus der Synonymieliste Casey's (1965: 443) hervorgeht, hat dieser seine neue Art zunächst als Acanthopliten, später als Parahopliten betrachtet, bevor er sie dann zur Gattung *Hypacanthoplites* stellte.

Die engsten Beziehungen besitzt *H. newingtoni* zu *H. shepherdi* Casey 1965. Im Gegensatz zu *H. newingtoni* ist bei *H. shepherdi* die Aufrollung aber involuter, und zudem verschwindet die Abflachung der Externseite im Verlauf der Ontogenese; auf den äußeren Windungen ist die Externseite gleichmäßig gewölbt.

Verbreitung: *H. newingtoni* ist bisher nur aus dem obersten Apt (*jacobi*-Zone) von England bekannt.

Überfamilie Turrilitaceae Gill 1871
Familie Anisoceratidae Hyatt 1900
Gattung *Anisoceras* Pictet 1854
Untergattung *A. (Anisoceras)* Pictet (1854)

Anisoceras (Anisoceras) cf. *pseudopunctatum* Pictet & Campiche 1861
(Taf. 2 Fig. 3)

Material: 1 Exemplar (BSP AS I 877)

Beschreibung: Das 30 mm lange Fragment eines heteromorphen Ammoniten umfaßt einen fast gestreckten Schaft mit Ansatz der Anfangsspirale und des Hakens.

Der Querschnitt ist hochoval, die Höhe des Schaftes nimmt rasch zu. Die Skulptur besteht aus einfachen prorsiradiaten Rippen, die auf der Internseite abgeschwächt sind, die Externseite jedoch ohne Unterbrechung zu queren scheinen. Vereinzelt treten am und nahe beim Haken auch Gabelrippen auf.

Die Beknotung ist nur schwer zu erkennen, doch scheinen auf dem Schaft in etwas unregelmäßigem Abstand den Rippen kleine Lateral- und Marginalknötchen aufzusitzen.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Die paarig angelegten Knoten verweisen auf die Gattung *Anisoceras.* Die sehr einförmige Berippung stimmt am besten mit der nur sehr wenig bekannten Art *A. (A.) pseudopunctatum* überein. Beim Lectotyp dieser Art (Pictet & Campiche 1861: Taf. 52, Fig. 1) trägt allerdings jede Rippe des Schaftes Lateral- und Marginalknötchen, was bei dem vorliegenden Stück mit Sicherheit nicht der Fall ist. Auch fehlen diesem die von Wiedmann & Dieni (1968: 72f) für die Art beschriebenen Duplikaturen und Anschwellungen der Rippen.

Zweifellos besitzt *A. (A.) pseudopunctatum* eine nicht unbeträchtliche Variabilität, deren Ausmaß aber erst genauer bekannt sein müßte, um eine exakte Zuordnung des vorliegenden Stückes zu rechtfertigen.

Verbreitung: *A. (A.) pseudopunctatum* ist bisher aus dem obersten Alb (Vracon) der Schweiz und Sardiniens beschrieben worden.

DANKSAGUNG

Die Autoren danken ganz herzlich den Herren Prof. Dr. D. Herm und Prof. Dr. H. Hagn für ihre großzügige Förderung der durchgeführten Arbeiten und anregende Diskussion der Ergebnisse. Die Dünnschliffe stellten die Herren H. Mertel und G. Roth her, die Reinzeichnungen der Abb. 2 und 3 verdanken wir Herrn N. Adam und die Fotoarbeiten wurden von Herrn F. Höck mit Sorgfalt durchgeführt. Herrn Dipl.-Geol. G. Gebhard, Tübingen, danken wir für die freundliche Mitteilung seiner neuen Ammonitenfunde, die die Stratigraphie klären halfen.

LITERATURVERZEICHNIS

Arias, C. & Wiedmann, J. (1977): Ammoniten und Alter der Utrillas-Schichten (Mittelkreide) in der östlichen Provinz Albacete, SE Spanien. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. **1977**/1: 1–14, 4 Abb.; Stuttgart.

Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et téthys). – Cahiers de Micropaleontologie 1979/1: 1–185, 6 Abb., 1 Tab., Taf. 1–39; Paris.

Bettenstaedt, F. (1958): Zur stratigrapischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. – Z. dt. geol. Ges., **109**: 566–592, 1 Abb., 3 Tab.; Hannover.

Bennison, G. M. & Wright, A. E. (1969): The Geological History of the British Isles. – I–X, 1–406, zahlreiche Abb. und Tab.; London (Arnold).

Bolli, H. (1945): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. – Eclogae geol. Helv., **37**: 217–329, 6 Abb., Taf. 9; Basel.

Casey, R. (1960–1980): A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. – Palaeontogr. Soc. Monogr., 660 S., 254 Abb., 112 Taf.; London.

Förster, R. (1975): Die geologische Entwicklung von Süd-Mozambique seit der Unterkreide und die Ammoniten-Fauna von Unterkreide und Cenoman. – Geol. Jb., B **12**: 3–324, 81 Abb., 2 Tab., 17 Taf.; Hannover.

GÜMBEL, K. W. (1856): Der Grünten. Eine geognostische Skizze. – 1–20, 2 Taf.; München (Palm).

HAGN, H. (Hrsg.) (1981): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – Geol. Bavar., **82:** 1–408, 70 Abb., 7 Tab., 13 Taf.; München.

HÄUSSLER, H. (1972): Geologische Neubearbeitung des Grüntenhelvetikums unter besonderer Berücksichtigung der Gebirgsmechanik und Tektonik. – 127 S., 20 Abb., 24 Fotos, 20 Tab., 13 Taf., 5 Beil. – Unveröff. Dip.-Arb. TU München.

HEIM, ARN. (1919): Zur Geologie des Grünten im Allgäu. – Vierteljahresschr. naturforsch. Ges. Zürich, **64:** 458–486, 14 Abb.; Zürich.

— — & SEITZ, O. (1934): Die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. – Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges., **69:** I–XI, 185–310, 35 Abb., 3 Taf.; Zürich.

HEINZ, R. (1928): Über die bisher wenig beachtete Skulptur der Inoceramen-Schale und ihre stratigraphische Bedeutung. – Mitt. Min. Geol. Staatsinst. Hamburg, **10:** 1–39, 5 Abb., Taf. 1–3; Hamburg.

HERB, R. (1962): Geologie von Amden. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F., **114:** I–XV, 1–130, 23 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Bern.

HÖPFNER, B. (1962): Bemerkungen zur Paläogeographie und Tektonik des Helvetikums zwischen Iller und Lech. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **44:** 93–109, 4 Abb.; Stuttgart.

JACOB, CH. (1907a): Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines. – Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, **8:** 280–590, 14 Abb., 6 Taf.; Grenoble.

— — (1907b): Etudes sur quelques ammonites du Crétacé moyen. – Mém. Soc. géol. France, **15**/38: 1–63, 44 Abb., Taf. 11 (1)–19 (9); Paris.

KOHLER, E. E. & HÄUSSLER, H. (1978): Zur Entstehung von Phosphorit- und Glaukonitvorkommen der Mittel- und Oberkreide im Helvetikum des Allgäu. – Geol. Jb., A **46:** 69–91, 4 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Hannover.

LANGE, H. (1968): Neue Ergebnisse über das Alter der Lochwaldschichten der helvetischen Zone in der Wertachenge (Allgäu). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1968:** 164–173, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

NEWELL, N. D. (1969): Family Inoceramidae Giebel, 1852. – In: MOORE, R. C. (Hrsg.) Treatise on Invertebrate Paleontology, Part **N**, Mollusca 6/1, N314–N321, Abb. C46–C49; Lawrence, Kansas.

PARKINSON, J. (1819): Remarks on the Fossils collected by Mr. Williams Phillips near Dover and Folkestone. – Trans. geol. Soc. London, ser. 1, **5;** London.

PICTET, F.-J. (1847): Description des mollusques fossiles qui se trouvent dans les grès verts des environs de Genève. Première classe. Céphalopodes. – Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, **11**/2: 265–412, Taf. 1–15; Genf.

— — & CAMPICHE, G. (1858–1864): Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix. Seconde partie. Description des fossiles. – Mat. Paléont. Suisse, **(2):** 29–380, Taf. 1–43 (pt. I, 1858–1860), **(3):** 1–752, Taf. 44–98 (pt. II, 1861–1864); Genf.

— — & RENEVIER, E. (1854–1858): Description des fossiles du terrain aptien de la Perte du Rhône et des environs de Sainte-Croix. – Mat. Paléont. Suisse, 184 S., 1 Tab., 23 Taf.; Genf.

REINECK, H.-E. & SINGH, J. B. (1975): Depositional Sedimentary Environments. – I–XVI, 1–439, 579 Abb. (Korr. Nachdruck d. 1. Aufl.); New York–Heidelberg–Berlin (Springer).

REISER, K. A. (1922): Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. – Geogn. Jh., **33:** 57–198, 1 Abb.; München.

RICHTER, M. (1960): Ergebnisse neuer Untersuchungen im Helvetikum des Vorarlberg und Allgäu. – Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III, **1960**/1: 77–94, 13 Abb.; Berlin.

— — (1966): Allgäuer Alpen. – Slg. geol. Führer, **45:** I–XVI, 1–189, 52 Abb., 1 geol. Kt.; Berlin (Borntraeger).

SALAJ, J. (1980): Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunesie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunesiens). – 240 S., 63 Abb., 12 Tab., 64 Taf.; Bratislava.

SAVELIEV, A. A. (1973): Stratigraphie und Ammoniten des Unteralb von Mangyschlak. – Trud. Vses. Neft. N. – Issl. Geol. Inst., **323:** 339 S., 2 Tab., 44 Taf.; Leningrad (in Russisch).

SCHOLZ, G. (1978): Die Lochwaldschicht zwischen Kühberg (an der Wertach) und Pfronten im Allgäu. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18:** 29–37, 2 Abb.; München.

— — (1979): Die Ammoniten des Vracon (Oberalb, dispar-Zone) des Bakony-Gebirges (Westungarn) und eine Revision der wichtigsten Vracon-Arten der westmediterranen Faunenprovinz. – Palaeontographica, A **165:** 136 S., 41 Abb., 30 Taf.; Stuttgart.

SCHWERD, K., EBEL, R. & JERZ, H. (1983): Geologische Karte von Bayern 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8427 Immenstadt. – München (Bayer. Geol. Landesamt).

SEIBERTZ, E. (1979): Probleme der Turon-Gliederung Nordeuropas (Oberkreide im überregionalen Vergleich). – Newsl. Stratigr., **7:** 166–170, 2 Abb.; Berlin–Stuttgart.

SEITZ, O. (1935): Die Variabilität von *Inoceramus labiatus* v. SCHLOTH. – Jb. preuß. geol. L.-A., **55**/1: 429–474, 9 Abb., 9 Diagramme, Taf. 36–40; Berlin.

— — (1956): Über Ontogenie, Variabilität und Biostratigraphie einiger Inoceramen. – Paläont. Z., **30** (Sdh.): 3–6, 1 Tab.; Stuttgart.

SEYED-EMAMI, K. (1980): *Leymeriella* (Ammonoidea) aus dem unteren Alb von Zentraliran. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **20:** 17–27, 1 Abb., Taf. 2–3; München.

TRÖGER, K.-A. (1967): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). Teil 1 Paläontologie und Biostratigraphie der Inoceramen des Cenoman bis Turon Mitteleuropas. – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol., **12:** 13–207, 31 Abb., 14 Taf., 43 Anl.; Dresden.

WEIDICH, K. F. (i. Vorb.): Das Helvetikum-Profil im Steinbruch „An der Schanz" bei Burgberg/Allgäu: Die Foraminiferenfauna der Knollen-Schichten, der Überturriliten-Schicht und des Seewerkalks.

WEISS, W. (1980): Feinstratigraphie des Cenoman und des Turon mit planktonischen Foraminiferen. – Ein Korrelationsversuch Boreal-Nordtethys. – I–VI, 1–174, 7 Abb., 20 Taf.; Diss. Univ. Tübingen.

— — (1982): Planktonische Foraminiferen aus dem Cenoman und Turon von Nordwest- und Süddeutschland. – Palaeontographica, A **178,** 49–108, 9 Abb., 6 Taf.; Stuttgart.

WIEDMANN, J. (1962): Unterkreide-Ammoniten von Mallorca. 1. Lieferung: Lytoceratina, Aptychi. – Akad. Wiss. Lit. Mainz., Abh. math.-nat. Kl., Jg. **1962**/1: 1–148, Abb. 1–36, Tab. 1, Taf. 1–10; Mainz.

— — & DIENI, I. (1968): Die Kreide Sardiniens und ihre Cephalopoden. – Paleontographica Italica, **114:** 171 S., 101 Abb., 3 Tab., 18 Taf.; Pisa.

WONDERS, A. A. H. (1978): Phylogeny, classification and biostratigraphic distribution of keeled Rotaliporinae. – Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., **B 81:** 113–144, 6 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Amsterdam.

— — (1979): Middle and Late Cretaceous pelagic sediments of the Umbrian Sequence in the Central Apennines. – Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., **B 82:** 171–205, 5 Abb., 13 Taf.; Amsterdam.

— — (1980): Middle and Late Cretaceous planktonic foraminifera of the Western Mediterranean area. – Utrecht Micropaleont. Bull., **24:** 1–157, 43 Abb., 10 Taf.; Utrecht.

WOODS, H. (1911): A monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England, 2/7: 261–284, Abb. 29–40, Taf. 45–50; London.

— — (1912a): A monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England, 2/8: 285–340, Abb. 41–97, Taf. 51–54; London.

— — (1912b): The evolution of *Inoceramus* in the Cretaceous period. – Quart. J. Geol. Soc. London, **68:** 1–19, 94 Abb., 2 Tab.; London.



Tafel 1

Fig. 1–5, 7–10: Sattelsüdflanke, Fig. 6: Sattelnordflanke. Alle Fig. × 20.

Fig. 1. Brisisandstein: Detritischer, unterschiedlich gerundeter Quarz (grau) mit Korn-zu-Korn-Bindungen und tonig-karbonatischem Bindemittel (schwarz).
(BSP G 3551a/82)

Fig. 2. Durchschlägi-Schicht: Fein- bis grobsandiger, unterschiedlich gerundeter Quarz und Glaukonit (grau) in tonig-karbonatischem Bindemittel (schwarz); am linken Bildrand sowie links unter dem größten Quarzkorn Phosphorit (schwarz), zum Teil mit eingeschlossenem Quarz und Glaukonit.
(BSP G 3550a/82)

Fig. 3. Flubrig-Schicht: Schlecht sortierter, eckiger bis gut gerundeter, fein- bis grobkörniger Quarz und Glaukonit (grau) in tonigkalkigem Bindemittel (schwarz).
(BSP G 3549a/82)

Fig. 4. Twirren-Schichten (basaler Teil): Unterschiedlich gerundeter, detritischer Quarz und Glaukonit in kalkig-tonigem Bindemittel (schwarz); im linken Bildteil Phosphoritknolle mit eingeschlossenem Quarz und Glaukonit.
(BSP G 3548a/82)

Fig. 5. Twirren-Schichten (oberer Teil): sehr schlecht sortierter Quarzdetritus und Glaukonit (grau) in kalkig-tonigem Bindemittel (schwarz); im linken und rechten unteren Bildteil Phosphorit (schwarz) mit eingeschlossenem Quarz und Glaukonit.
(BSP G 3547a/82)

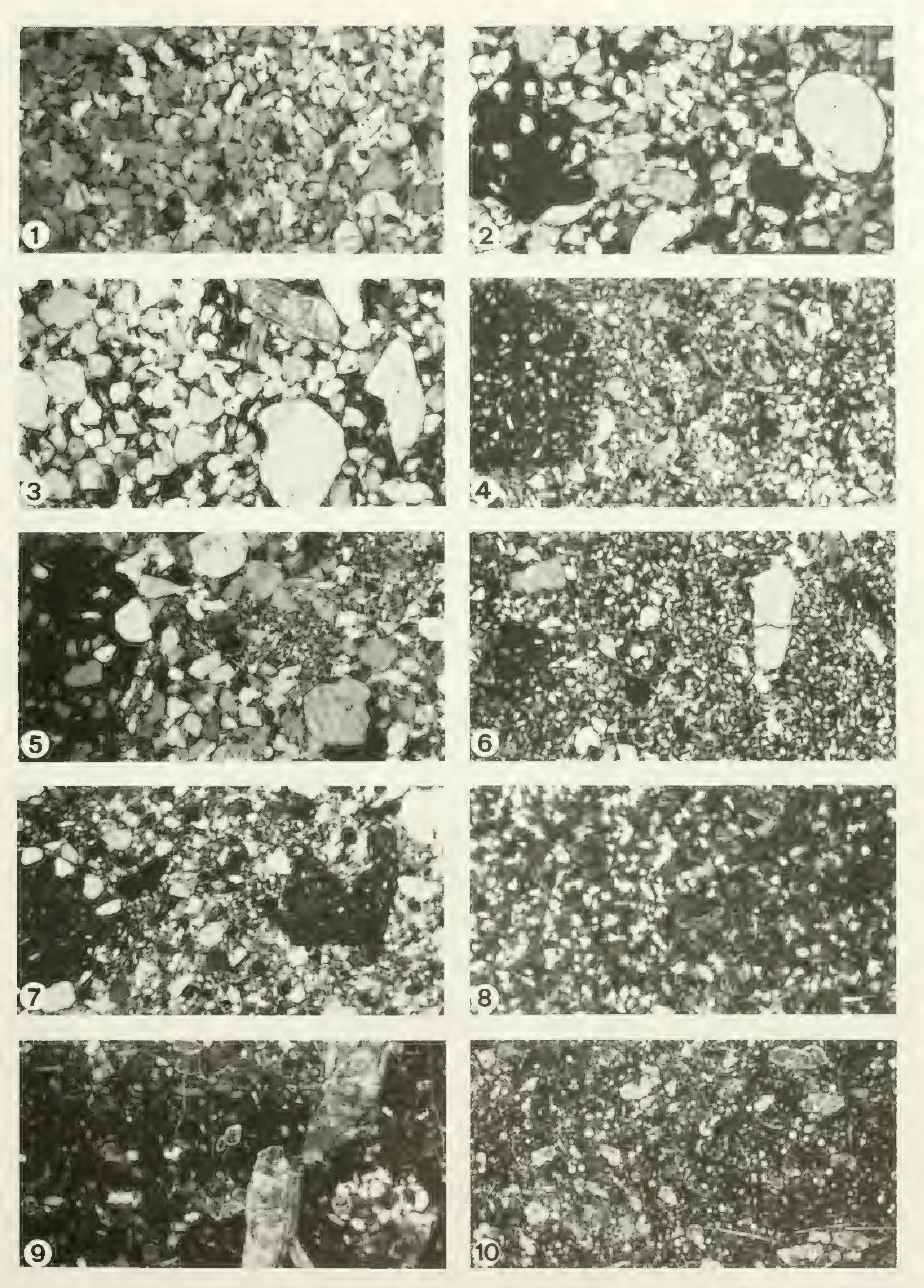
Fig. 6. Twirren-Schichten (Sattelnordflanke): Ausbildung ähnlich Fig. 4.
(BSP G 3552a/82)

Fig. 7. Lochwald-Schicht: Detritischer Quarz (weiß und hellgrau) und Glaukonit (dunkelgraue, größere Körner) in kalkig-tonigem Bindemittel (dunkelgrau bis schwarz); am linken Bildrand und rechts in der Mitte Phosphorit (fleckig dunkelgrau) mit eingelagertem Quarz, Glaukonit und Fossilresten (Filamente und Hedbergellen).
(BSP G 3544a/82)

Fig. 8. Knollen-Schichten: Detritischer Quarz (weiß und hellgrau) und Glaukonit (dunkelgrau) in kalkig-tonigem Bindemittel; besonders in der rechten Bildhälfte (kalkreicheres Bindemittel) gehäuft Foraminiferen neben Calcisphaeren.
(BSP G 3531a/82)

Fig. 9. Überturriliten-Schicht: Fossilreicher, pelagischer Biomikrit, im oberen Bilddrittel grobkörniger und glaukonitreicher; in der rechten unteren Bildecke kreisförmiger, quergeschnittener Freßgang mit detritischem Quarz.
(BSP G 3525a/82)

Fig. 10. Seewerkalk: Fossilreicher (vorwiegend Foraminiferen und Calcisphaeren), pelagischer Biomikrit.
(BSP G 3499a/82)



WEIDICH, K. F., SCHWERD, K. & IMMEL, H.

Tafel 1

Tafel 2

Fig. 1. *Hypacanthoplites newingtoni* CASEY 1965
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht
BSP 1956 I 206, ×½

Fig. 2. *Kossmatella romana* WIEDMANN 1962
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht
BSP 1982 I 80, nat. Größe

Fig. 3. *Anisoceras (Anisoceras)* cf. *pseudopunctatum* PICTET & CAMPICHE 1981
BSP AS I 877, nat. Größe

Fig. 4. *Leymeriella (Leymeriella)* cf. *tardefurcata* (LEYMERIE in D'ORBIGNY 1841)
BSP 1963 I 278, nat. Größe

Fig. 5. *Cymatoceras neckerianum* (PICTET 1847)
BSP 1950 I 93, ×½

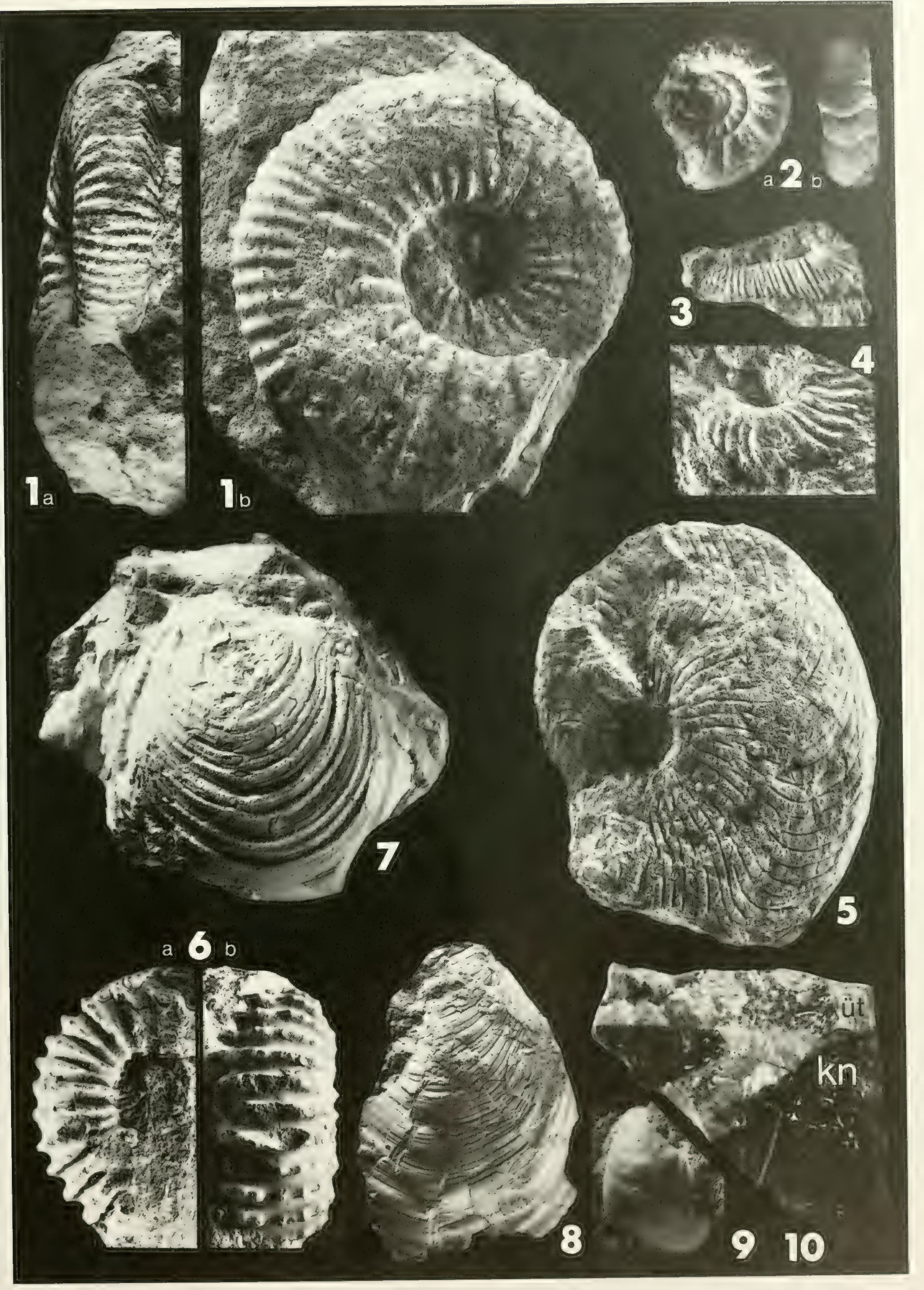
Fig. 6. *Douvilleiceras aequinodum* (QUENSTEDT 1849)
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht
BSP 1958 I 260, nat. Größe

Fig. 7. *Inoceramus inconstans* WOODS 1912
Seewerkalk (Coniac)
BSP 1982 I 35, nat. Größe

Fig. 8. *Inoceramus* cf. *lamarcki* PARKINSON 1819
Seewerkalk (unteres Mittelturon)
BSP 1979 I 163, nat. Größe

Fig. 9. *Inoceramus concentricus* PARKINSON 1819
Wahrscheinlich Lochwald-Schicht (Oberalb–Tiefes Cenoman)
BSP 1963 I 389, nat. Größe

Fig. 10. Hartgrund an der Grenze Knollen-Schichten (kn)/Überturriliten-Schicht (üt) mit einem Bohrgang, nat. Größe


1a
1b
a 2 b
3
4
7
5
a 6 b
8
üt
kn
9
10



Zitteliana	10	575–583	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Planktonic foraminiferal zonation of Mid-Cretaceous of the Annopol anticline (Central Poland)

By

DANUTA PERYT*)

With 2 text figures and 2 plates

ABSTRACT

In the Middle Albian to Turonian deposits cropping out in the Middle Vistula River valley the assemblage of 27 species of planktonic foraminifera makes possible to distinguish foraminiferal zones using the slightly modified zonal scheme as proposed by ROBASZYNSKI and CARON (1979). In the Middle Albian to Middle Cenomanian deposits the following zones have been stated: *Rotalipora appenninica* zone, *Rotalipora brotzeni* zone and *Rotalipora cushmani* zone, but because of stratigraphical condensation and faunal mixing it is not possible to draw boundaries between those zones. The *Dicarinella* spp. zone comprises the uppermost Cenomanian and Lower Turonian and it contains two subzones: *Whiteinella archaeocretacea* subzone and *Praeglobotruncana helvetica* subzone. The Upper Turonian deposits belong to the *Marginotruncana coronata* zone.

KURZFASSUNG

In den Mittel-Alb- bis Turon-Ablagerungen, die im mittleren Vistula-Flußtal aufgeschlossen sind, ermöglichen die vorkommenden 27 Arten von plantonischen Foraminiferen eine Zonierung, die etwas vom Zonierungsschema, wie es ROBASZYNSKI & CARON (1979) gegeben haben, abweicht. Vom Mittelalb bis zum Mittelcenoman werden folgende Zonen aufgestellt: *Rotalipora appenninica* Zone, *Rotalipora brotzeni* Zone und *Rotalipora cushmani* Zone. Aufgrund einer stratigraphischen Kondensation und Faunenvermischung ist es nicht möglich, Grenzen zwischen diesen Zonen zu fixieren. Die *Dicarinella* spp. Zone umfaßt das oberste Cenoman und das Unterturon; sie enthält zwei Subzonen: *Whiteinella archaeocretacea* subzone und *Praeglobotruncana helvetica* Subzone. Die oberturonen Ablagerungen gehören zur *Marginotruncana coronata* Zone.

INTRODUCTION

Mid-Cretaceous deposits of the NE Mesozoic margin of the Holy Cross Mts form an anticline in the Annopol region (Fig. 1) that was discovered by SAMSONOWICZ (1925). The deposits have been studied by numerous workers from petrographical, stratigraphical and paleontological points of view. The review of those studies may be found in my earlier paper (PERYT 1980). The present study completes and modifies previous proposed foraminiferal zonation of the Cenomanian and Turonian (PERYT 1980).



Fig. 1. Simplified map of distribution of Cretaceous deposits in the Middle Vistula River Valley (after CIEŚLIŃSKI, 1976).

*) D. PERYT, Institute of Paleobiology, Polish Academy of Sciences, Zwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa (Poland).

LITHOLOGY AND DISTRIBUTION OF FORAMINIFERA

ALBIAN

The Albian deposits of the Annopol anticline are about 6 m thick. They are sands and sandstones and – in the uppermost part – phosphorite deposits about 40 cm thick, separated by a thin sand layer into 2 parts: so-called lower sandy phosphorites and upper sandy phosphorites. CIEŚLIŃSKI (1959) included these deposits into his A_2–A_8 horizons (= Middle and Upper Albian). Foraminifera occur in the phosphorite layers which CIEŚLIŃSKI (1959, 1976) included into A_5–A_8 horizons (*Hoplites dentatus – Stoliczkaia dispar* zones in the ammonite subdivision). The deposits originated under conditions of very

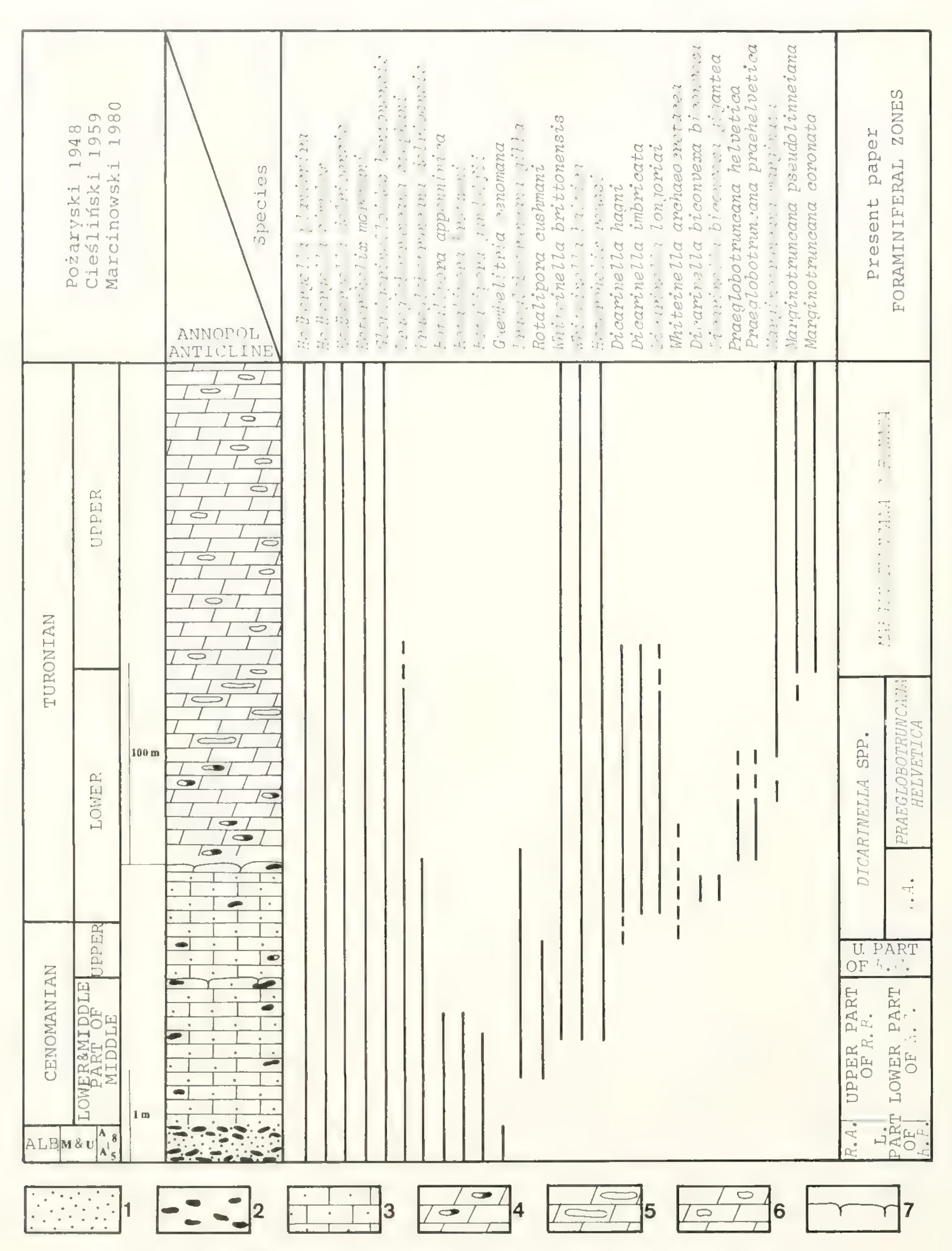


Fig. 2. Distribution of planktonic foraminifera in the Middle Albian-Turonian deposits in the Middle Vistula River Valley; 1 – sands, 2 – phosphorites, 3 – marls, 4 – opokas with chert concretions, 5 – opokas with platy cherts, 6 – opokas with cherts of irregular shape, 7 – hardground; R. A. – *Rotalipora appenninica;* R. B. – *Rotalipora brotzeni;* R. C. – *Rotalipora cushmani:* W. A. – *Whiteinella archaeocretacea.*

slow sedimentation, and therefore stratigraphical condensation may be observed, as expressed by cooccurence of the Middle and Upper Albian fossils (Cieśliński 1976). The assemblage of planktonic foraminifera from the Middle and Upper Albian phosphorites is rather poor. It consists mainly of species belonging to *Hedbergella (H. planispira, H. delrioensis, H. simplex)* and *Guembelitria cenomana, Globigerinelloides bentonensis* and *Heterohelix moremani* (Fig. 2). They are long-living species, appearing in Middle Albian and are of small stratigraphical importance. Besides, stratigraphically important species *(Rotalipora appenninica, R. brotzeni, R. gandolfii)* occur, although in small amount. The analysis of stratigraphical ranges of those species in areas of normal sedimentation and the comparison of their ranges with those of ammonites in the phosphorites of Annopol anticline also confirms the assumed stratigraphical condensation, expressed among others by the mixing of fauna of different ages. *Rotalipora appenninica* is known starting from the *Stoliczkaia dispar* zone (cf. Robaszynski & Caron, 1979) and *Rotalipora brotzeni* and *R. gandolfii* from the uppermost part of that zone. In the studied material those species already occur in the lower sandy phosphorites together with *Hoplites dentatus.* Such cooccurence is only possible in the case of mixing of fauna of different ages.

CENOMANIAN

The Albian phosphorites are overlain with sedimentary continuity by Cenomanian sandy glauconitic marls with phosphatic concretion (Cieśliński 1959, Marcinowski 1980). There occurs a layer of phosphatized marls forming concretions of nodular habitus 180 cm above the Albian/Cenomanian boundary; this is the hardground. Sandy glauconitic marls (0,5 m) occuring above it also belongs to the Cenomanian (Pozaryski 1947, 1948, Cieśliński 1959, 1976, Marcinowski 1980).

Marcinowski (1980) also stated the stratigraphical condensation in the Cenomanian. Cooccurence of ammonites characteristic of different ammonite zones in the Cenomanian up to the hardground made possible (Marcinowski 1980) to assign the condensed sequence to the Lower to middle Middle Cenomanian. The hardground is related to the stratigraphical gap comprising the *Acanthoceras jukesbrownei* zone (Marcinowski 1980). The layer of sandy glauconitic marls (0,5 m thick) above the hardground belongs to the Upper Cenomanian.

The almost entire assemblage of planktonic foraminifera occuring in the Middle and Upper Albian phosphorites also appears in the Lower and Middle Cenomanian marls as only *Guembelitria cenomana* disappears just above the phosphorites. The following species: *Praeglobotruncana gibba, Rotalipora cushmani, Whiteinella baltica, W. brittonensis, Heterohelix reussi* make their first appearances. All those species appear for the first time in the Middle Cenomanian (cf. Robaszynski & Caron, 1979), but because the stratigraphical condensation of deposits of Lower to middle Middle Cenomanian is well documented by the ammonites and faunal mixing, it seems that their appearance in the studied column does not indicate any time point but is rather accidental. On the other hand, the occurence of species like *Rotalipora cushmani, R. appenninica, R. brotzeni,* and *R. gandolfii* in the Cenomanian deposits below the hardground indicates the presence of *Rotalipora brotzeni* and *Rotalipora cushmani* zones (cf. Robaszynski & Caron, 1979). The lack of *Rotalipora reicheli,* known from the other places in the Cenomanian basin of Poland (Biedowa 1972) may indicate either different environmental conditions in the area studied or stratigraphical gap comprising the *Rotalipora reicheli* zone (= upper part of *Mantelliceras dixoni* zone and lower part of *Acanthoceras rhotomagense* zone). In the sandy glauconitic marls of the Upper Cenomanian *Rotalipora cushmani* still occurs and disappears below the first occurence of *Inoceramus labiatus.* The dying out *Rotalipora* is replaced by the newly appearing genus *Dicarinella.* In the Annopol region it is represented by the following species: *Dicarinella imbricata, D. hagni, D. longoriai, D. biconvexa biconvexa* and *D. biconvexa gigantea.*

TURONIAN

The Turonian deposits, conformably overlying the Upper Cenomanian marls, are 220 m thick in the Middle Vistula River Valley. There is no change in lithofacies at the Cenomanian/Turonian boundary. The lower part of the Lower Turonian, the *Inoceramus labiatus* zone, is developed as glauconitic marls about 1 m thick, with a hardground (Pozaryski 1948). Above the marls, white opokas with chert concretions passing into opokas with platy cherts occur. The opokas are about 100 m thick and Pozaryski (1948) includes them into *Inoceramus lamarcki* zone. In the overlying opokas, belonging to the Upper Turonian (Pozaryski 1948) the platy cherts are replaced by cherts irregular in shape.

Already in the uppermost Cenomanian, the representatives of *Dicarinella* appear; they are especially abundant in the Lower Turonian (in the bipartite division of the Turonian). In the studied material together with *Dicarinella* sp. *Whiteinella archaeocretacea* appears but it is very rare. In the lowermost Turonian the assemblage of planktonic foraminifera is dominated mostly by big forms like *Praeglobotruncana gibba, Dicarinella biconvexa biconvexa, D. biconvexa gigantea.* Two latter species have very short stratigraphical ranges in the studied section. Slightly above *Praeglobotruncana helvetica, P. praehelvetica* and *Marginotruncana marginata* appear. In the Lower Turonian, *Praeglobotruncana delrioensis, P. gibba, Whiteinella archaeocretacea* die out. Slightly later, but also in the Lower Turonian, *Praeglobotruncana helvetica* and *P. praehelvetica* (occuring rather sporadically) terminate. In the uppermost part of the Lower Turonian, *Marginotruncana coronata* and *M. pseudolinneiana* appear. In the lower part of the Upper Turonian *Praeglobotruncana stephani, Dicarinella imbricata, D. hagni, D. longoriai* die out, and in the upper Upper Turonian *Globigerinelloides bentonensis* terminates. *Marginotruncana marginata, M. coronata, M. pseudolinneiana, Hedbergella planispira, H. delrioensis, H. simplex, Whiteinella baltica, W. brittonensis, Heterohelix moremani* and *H. reussi* pass higher (Fig. 2).

FORAMINIFERA ZONATION

Rotalipora appenninica – Rotalipora brotzeni – Rotalipora cushmani zones.

Remarks: For Upper Albian to Middle Cenomanian deposits I accept the stratigraphical scheme as proposed by ROBASZYNSKI & CARON (1979) who distinguished the following zones: *Rotalipora appenninica* zone (equivalent of almost entire *Stoliczkaia dispar* zone, without its uppermost part), *Rotalipora brotzeni* zone (equivalent of the uppermost part of *Stoliczkaia dispar* zone, and *Mantelliceras mantelli* zone, *M. saxbii* zone and lower part of *M. dixoni* zone), *Rotalipora reicheli* zone (equivalent of upper part of *Mantelliceras dixoni* zone and lowermost part of *Acanthoceras rhotomagense* zone), and *Rotalipora cushmani* zone (equivalent of upper part of *Acanthoceras rhotomagense* zone, and *A. jukesbrownei* zone, *Calycoceras naviculare* zone and lower part of *Metoicoceras geslinianum* zone). As mentioned earlier, the Middle Albian to lowermost Turonian deposits are stratigraphically condensed. One of the results is mixing fauna and therefore, by stating the presence of *Rotalipora appenninica, R. brotzeni, R. cushmani* in the deposits studied I prove the presence of the zones for which those species are index fossils, but I do not put the boundaries between the zones. The lack of *Rotalipora reicheli* in the assemblage from Annopol seems to indicate, as mentioned earlier, either unsuitable environmental conditions for this species or stratigraphical gap, comprising the total range of *Rotalipora reicheli* (uppermost Lower – lowermost Middle Cenomanian; ROBASZYNSKI & CARON, 1979). *Rotalipora cushmani* still occurs above the hardground and its last occurence marks the upper boundary of *Rotalipora cushmani* range zone.

Dicarinella spp. (partial range zone)

Definition: Interval with species belonging to *Dicarinella* contained between the last occurence of *Rotalipora cushmani* and the first occurence of *Marginotruncana coronata* (Fig. 2).

Remarks: In PERYT (1980) I included this interval into *Helvetoglobotruncana helvetica* zone. The reason of the change is because the termination of *Rotalipora cushmani* and the appearance of *Praeglobotruncana helvetica* rarely occurs in the studied area and the forms of that species are not typically developed (probably because of not the best living conditions for that species): they are smaller, their ventral sides are less convex and the keel is poorly developed. On the other hand the species of *Dicarinella (D. imbricata, D. hagni, D. longoriai)* are dominating in this interval. The *Dicarinella* spp. zone comprises uppermost Upper Cenomanian and Lower Turonian, and I distinguish 2 subzones in it: *Whiteinela archaeocretacea* subzone and *Praeglobotruncana helvetica* subzone. In most cases of modern subdivisions, those subzones are regarded as separate zones (BOLLI 1966, DOUGLAS 1969, ROBASZYNSKI 1980) but in the section examined the index species of those zones are rare and not typically developed, as mentioned above.

Whiteinella archaeocretacea subzone

Definition: Interval, with zonal marker from the last occurence of *Rotalipora cushmani* to the first occurence of *Praeglobotruncana helvetica* (Fig. 2).

Remarks: The lower boundary of the subzone coincides with the lower boundary of the *Dicarinella* spp. zone. For many years this interval has been called zone with "grandes globigerines". Besides of quite rare *Whiteinella archaeocretacea,* in the subzone abundantly occur: *Dicarinella imbricata, D. biconvexa biconvexa, D. biconvexa gigantea, Praeglobotruncana gibba* and *Whiteinella brittonensis. Praeglobotruncana helvetica* is lacking.

Age: Uppermost Upper Cenomanian and lowermost Lower Turonian.

Praeglobotruncana helvetica subzone

Definition: Interval, with zonal marker from the first appearance of *Praeglobotruncana helvetica* to the first appearance of *Marginotruncana coronata* (Fig. 2).

Remarks: The upper boundary of the subzone coincides with the upper boundary of *Dicarinella* spp. zone. The main difference in the composition of foraminiferal assemblages belonging to *Whiteinella archaeocretacea* subzone and *Praeglobotruncana helvetica* subzone is that *Praeglobotruncana helvetica, P. praehelvetica* and *Marginotruncana marginata* occur in the latter and that the species: *Praeglobotruncana gibba, Dicarinella biconvexa biconvexa, D. biconvexa gigantea* terminate in the lower part of the younger subzone.

Age: Lower Turonian except for its lowermost part.

Marginotruncana coronata interval zone

Definition: Interval with zonal marker from the first appearance of *Marginotruncana coronata* to the first appearance of *Globotruncana lapparenti* cf. PERYT 1980).

Remarks: In addition to the index species at the base of the zone *Marginotruncana pseudolinneiana* makes its appearance. In the lower part of the zone dicarinellas and *Praeglobotruncana stephani* die out and slightly higher *Globigerinelloides bentonensis* terminates.

Age: Upper Turonian–Coniacian.

FINAL REMARKS

As it is impossible to draw boundaries between foraminiferal zones in the Upper Albian to Middle Cenomanian deposits in the studied region, any indirect correlation of the deposits with their time equivalents elsewhere appears troublesome. A reliable correlation may be made in the case of Upper Cenomanian and younger deposits as the Upper Cenomanian is also stratigraphically condensed but without faunal mixing.

The Cenomanian–Turonian boundary is drawn with reference to the first appearance of *Inoceramus labiatus*.

The boundary between the *Rotalipora cushmani* and *Dicarinella* spp. zones should be drawn in the uppermost Cenomanian. The *Dicarinella* spp. zone represents an equivalent of zones comprised in interval from the last occurence of *Rotalipora cushmani* to first appearance of *Marginotruncana*, i. e. those previously usually called as the zone with "big, flat *Globotruncana*", and *Marginotruncana schneegansi* zone in Mesogean region and *Marginotruncana coronata* zone in boreal region in the newest general subdivision (Robaszynski & Caron, 1979). In the boreal region of Europe, equivalents of *Dicarinella* spp. zone of the Annopol anticline include *Praeglobotruncana* spp. zone in SE England (Carter & Hart 1977), *Whiteinella archaeocretacea* and *Praeglobotruncana helvetica* zones in Belgium (Robaszynski 1980), *Praeglobotruncana delrioensis* zone and the lower part of *Marginotruncana marginata* zone from N Germany (Koch 1977), and assemblages VI and VII described from the Lódź region of Poland (Heller 1975). In the newest general zonal scheme (Robaszynski & Caron 1979), *Whiteinella archaeocretacea* and *Praeglobotruncana helvetica* zones represent equivalent of the *Dicarinella* spp. zone.

My earlier remarks (Peryt 1980) concerning the *Marginotruncana coronata* zone remain valid. It may be added that *?Marginotruncana coronata* zone and the lower part of *?Dicarinella primitiva* zone from general zonal scheme may be treated as equivalent to *Marginotruncana* zone from the Middle Vistula River Valley.

REFERENCES

Bolli, H. (1966): Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. – Asoc. Venezolana Geol. Min. Petrol., Bol. Inform., **9**, 2–32, Caracas.

Carter, D. J. & Hart, M. B. (1977): Aspects of mid-Cretaceous stratigraphical micropaleontology. – Bull. Brit. Mus. nat. Hist. **29** (1): 1–135, 53 Abb., 4 Taf., London.

Cieśliński, S. (1959): Alb i cenoman północnego obrzezenia Gór Świętokrzyskich. – Prace IG, **28**, 3–95, 35 Abb., 8 Taf., Warszawa.

— — (1976): Rozwój bruzdy duńsko-polskiej na obszarze świętokrzyskim w albie, cenomanie i turonie dolnym. – Biul. IG, **295**, 249–271, 14 Abb., Warszawa.

Douglas, R. G. (1969): Upper Cretaceous planktonic foraminifera in northern California. Part 1 – Systematics. – Micropal., **15** (2), 4 Abb., 11 Taf., New York.

Gawor-Biedowa, E. (1972): The Albian, Cenomanian and Turonian foraminifers of Poland and their stratigraphic importance. – Acta Pal. Pol., **17** (1): 3–151, 14 Abb., 20 Taf., Warszawa.

Heller, I. (1975): Mikrobiostratygrafia osadów kredowych południowey części synklinorium łódzkiego. – Ann. Soc. Geol. Pol., **45** (2), 4 Abb., 4 Taf., Kraków.

Koch, W. (1977): Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. – Geol. Jb., **A 38:** 11–123, 3 Abb., 17 Taf., Stuttgart.

Marcinowski, R. (1980): Cenomanian ammonites from German Democratic Republic, Poland, and the Soviet Union. – Acta Geol. Pol., **30** (3): 215–325, 33 Abb., 20 Taf., Warszawa.

Peryt, D. (1980): Planktic Foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River Valley, Poland. – Palaeont. Pol, **41:** 3–101, 6 Abb., 23 Taf., Kraków.

Pożaryski, W. (1947): Złoże fosforytów na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. – Biul. PIG, **27:** 5–56, 3 Abb., 12 Taf., Warszawa.

— — (1948): Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. – Biul. PIG, 46, 5–141, 3 Abb., Warszawa.

Robaszynski, F. (1980): Foraminiferes. In: Robaszynski, F. & Amedro, F., coord., Synthese biostratigraphique de l Aptien au Santonien du Boulannais a partir de sept groupes paleontologiques: Foraminiferes, Nannoplancton, Dinoflagelles et macrofaunes. – Rev. Micropal., 22 (4), 270–288, 1 Abb., 5 Taf., Paris.

— — & Caron, M. (1979): Atlas de Foraminiferes planctoniques du Cretacae moyen (mer boreale et Tethys). Groupe de travail europeen des Foraminiferes planctoniques. – Cah. Micropal., **1–2:** 7–185, et 3–181, 15 Abb., 80 Taf., Paris.

Samsonowicz, J. (1925): Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresja albu i cenomanu w bruździe północno-europejskiej. – Spraw. PIG., **3** (1–2): 45–118, Warszawa.

Plate 1

Fig. 1. *Hedbergella planispira* (Tappan), ×150.
Fig. 2. *Hedbergella simplex* (Morrow), ×100.
Fig. 3. *Heterohelix moremani* (Cushman), ×116.
Fig. 4. *Guembelitria cenomana* (Keller), ×150.
Fig. 5. *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), ×100.
Fig. 6. *Hedbergella delrioensis* (Carsey), ×85.
Fig. 7. *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, ×60.
Fig. 8. *Whiteinella brittonensis* (Loeblich & Tappan), ×85.
Fig. 9, 10. *Rotalipora cushmani* (Morrow), 9: ×100, 10: ×85.
Fig. 11, 12. *Rotalipora appenninica* (Renz), ×85.
Fig. 13, 14. *Rotalipora gandolfii* Luterbacher & Premoli-Silva, ×50.
Fig. 15, 16. *Rotalipora brotzeni* (Sigal), ×50.

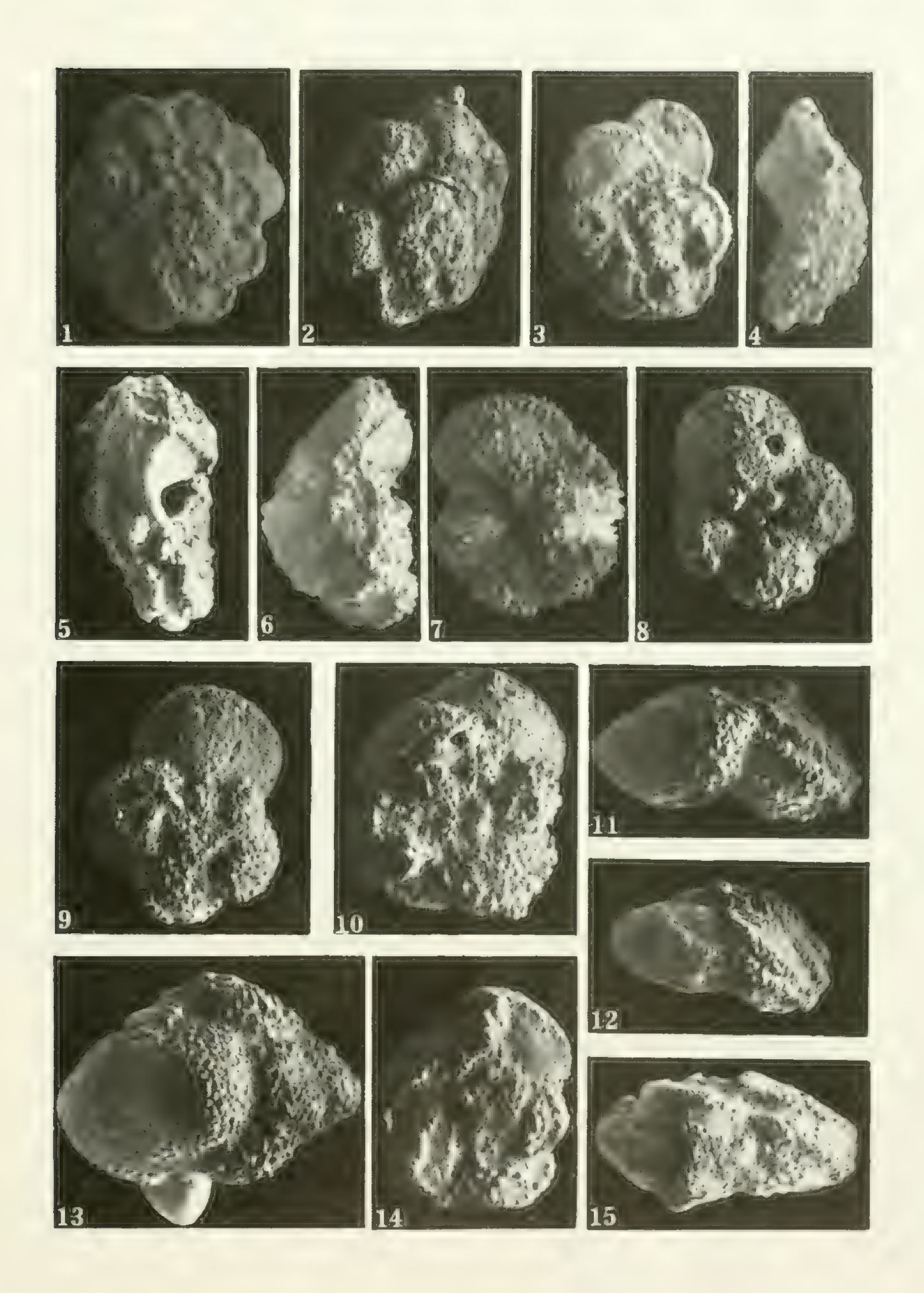

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Plate 2

Fig. 1. *Marginotruncana coronata* (BOLLI), ×40.

Fig. 2. *Marginotruncana marginata* (REUSS, ×50.

Fig. 3. *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO, ×50.

Fig. 4. *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), ×50.

Fig. 5, 9 *Dicarinella longoriai* PERYT, ×65.

Fig. 6. *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, ×50.

Fig. 7. *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), ×65.

Fig. 8. *Whiteinella baltica* (DOUGLAS & RANKIN), ×85.

Fig. 10. *Praeglobotruncana praehelvetica* (TRUJILLO), ×65.

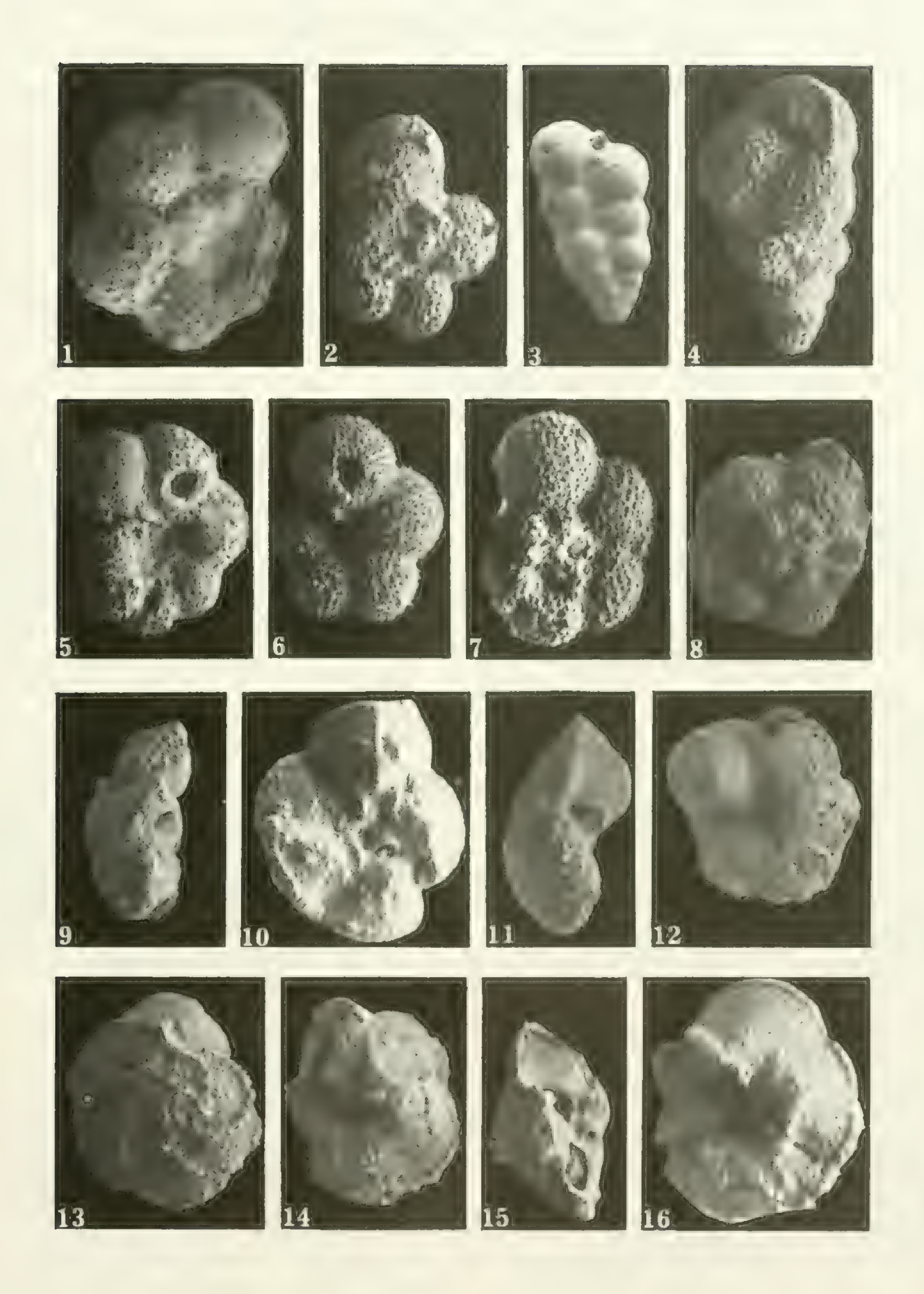
Fig. 11. *Dicarinella biconvexa biconvexa* (SAMUEL & SALAJ), ×55.

Fig. 12. *Dicarinella imbricata* (MORNOD), ×50.

Fig. 13. *Praeglobotruncana* cf. *oraviensis* SCHEIBNEROVA, ×50.

Fig. 14. *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI), ×65.

Fig. 15. *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA), ×50.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16



Zitteliana	10	585–594	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Conclusions to the Colloquium on the Turonian stage: Integrated biostratigraphic charts and facies maps (France and adjacent areas)

Compiled by

FRANCIS ROBASZYNSKI*)

With 6 text figures

ABSTRACT

A Colloquium organized by the "Groupe Français du Crétacé" in Paris gave the opportunity to bring together recent data on biostratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the Turonian of France and adjacent areas. Biostratigraphical results are synthesized on four charts that show the comparative vertical distribution of the main macrofossils: ammonites, inoceramids, echinoids, brachiopods, rudists and microfossils: planktonic and benthic foraminifera, nannoplankton, dinoflagellates and ostracods. A three-fold division based on ammonites is proposed for the stage. Palaeogeographical facies in France during the Early and Middle-Late Turonian are shown on two maps.

RÉSUMÉ

Un Colloque organisé par le Groupe Français du Crétacé au Muséum de Paris en 1981 a donné l'occasion de confronter les nouvelles données biostratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques sur le Turonien de la France et des contrées limitrophes. Les résultats biostratigraphiques sont synthésisés dans quatre tableaux donnant les extensions verticales parallélisées des principales macrofaunes: ammonites, inocérames, échinides, brachiopodes, rudistes et des principaux microfossiles: foraminifères planctoniques et benthiques, nannoplancton, dinoflagellés et ostracodes. Une division tripartite de référence est proposée avec le groupe des ammonites. Deux aspects paléogéographiques de la France au Turonien inférieur et au Turonien moyen-supérieur sont ensuite présentés sur deux cartes.

KURZFASSUNG

Auf einem Kolloquium der „Groupe Français du Crétacé" in Paris 1981 wurden die neuesten Daten zur Biostratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie des Turon Frankreichs und angrenzender Gebiete vorgestellt. Die biostratigraphischen Resultate sind in 4 Tabellen synoptisch zusammengefaßt und zeigen die Reichweiten von Ammoniten, Inoceramen, Echiniden, Brachiopoden sowie von Mikrofossilien, wie planktonische und benthonische Foraminiferen, Nannoplankton, Dinoflagellaten und Ostrakoden. Eine Dreiteilung, die auf Ammoniten basiert, wird für das Turon vorgeschlagen. Zwei paläogeographische Karten zeigen die Faziesverteilung in Frankreich für das Unterturon und den Zeitabschnitt Mittel- bis Oberturon.

*) F. ROBASZYNSKI, Faculté Polytechnique, 9, rue de Houdain, B-7000 Mons, Belgium.

INTRODUCTION

A Colloquium on the Turonian stage was held in the Muséum d'Histoire Naturelle de Paris in October 1981, organized under the auspices of the Groupe Français du Crétacé by G. ALCAYDE and myself. About fifty people, including members of the Albian to Coniacian working-group, attended the meeting where twenty-one lectures were given.

On the last day of the session, participants were invited to compare their data in order to draw up a multiple biostratigraphical chart for the Turonian with the main macro and microfossils.

Figures 1 to 4 contain the results of fruitful discussions for each fossil group, from data of F. AMEDRO, J. M. HANCOCK, W. J. KENNEDY, J. LAUVERJAT, J. SORNAY for ammonites; J. SORNAY for inoceramids; M. FOURAY, F. AMEDRO, F. ROBASZYNSKI for echinids; D. GASPARD for brachiopods, J. PHILLIP and M. BILOTTE for rudists; M. CARON, M. B. HART, M. LAMOLDA, CH. MONCIARDINI, F. ROBASZYNSKI for foraminifera; H. MANIVIT and J. C. FOUCHER respectively for calcareous nannoplankton and dinoflagellates; J. F. BABINOT, J. P. COLIN and R. DAMOTTE for ostracods.

BIOSTRATIGRAPHICAL DATA

AMMONITES

Cenomanian-Turonian boundary

The upper part of the Cenomanian is marked in most areas in the world by the occurence of *Metoicoceras geslinianum* (D'ORBIGNY). Furthermore, it seems convenient to place the base of the Turonian at the appearance of the genus *Watinoceras* known in Europe, Africa, the Soviet Union and the U.S.A. Between *Metoicoceras* and *Watinoceras* is inserted a fauna with *Neocardioceras juddii* (BARROIS & GUERNE) which could be considered very high Cenomanian. This opinion has to be carefully discussed because of its implications: in the Tethyan realm most Vascoceratids, such as *Thomasites, Nigericeras, Gombeoceras,* were considered as Turonian till BERTHOU and LAUVERJAT found high Cenomanian *Vascoceras* in Portugal.

Turonian-Coniacian boundary

According to HANCOCK and KENNEDY (1981) the first ammonite found at the base of the Coniacian in its type area is *Reesideoceras petrocoriense* (COQUAND) (= *Barroisiceras haberfellneri* [HAUER] sensu de GROSSOUVRE). Species of the genus *Peroniceras* which are commonly cited by authors appear above the lowest *Reesideoceras* and do not indicate the basal part of the Coniacian, as ARNAUD demonstrated more than a century ago. We should note that the important changes in fauna used by D'ORBIGNY to separate his Cretaceous stages are situated at levels where hard-grounds and gaps of sedimentation are numerous. For example, near the Cenomanian-Turonian boundary it is possible that about one million years separate the *Metoicoceras* and *Watinoceras* zones and it could be the same between Turonian and Coniacian.

Divisions of the Turonian

A tripartition into Lower, Middle and Upper Turonian from the work of AMEDRO & al. is shown in fig. 1.

The appearance of *Collignoceras woollgari* (MANTELL) ends the Lower Turonian which is divided in two zones: *Watinoceras coloradoense* (HENDERSON) and *Mammites nodosoides* (SCHLÜTER) – or three if the *juddii* zone be included in the Turonian. Two opinions hang in the balance for the boundary between Middle and Upper Turonian:

- in the first, AMEDRO & al. place the base of the Upper Turonian at the appearance of *Romaniceras deverianum* (D'ORBIGNY):
- in the second, HANCOCK, KENNEDY and WRIGHT use the appearance of *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ) to mark the base of the Upper Turonian.

The first solution may have the advantage of appreciably reducing the duration of a very long *C. woollgari* zone, whereas the second emphasizes the more cosmopolitan character of *S. neptuni.* AMEDRO & al. have recorded *Subprionocyclus neptuni* and *Collignoniceras woollgari* together in Troyes, but it is not known where *S. neptuni* appears. At Uchaux, DEVALQUE & al. have recorded *Romaniceras deverianum* immediately below *S. neptuni,* but *C. woollgari* is unknown there. In fact, there are no modern records from Europe of *R. deverianum* being found with a collignoniceratid, either *Collignoniceras* or *Subprionocyclus.* In the U.S.A. *Romaniceras* cf. *deverianum* has been collected with a collignoniceratid above the highest *Collignoniceras* there, but it is a *Prionocyclus, Subprionocyclus* being unknown in the western interior of the U.S.A. It may be that the appearances of *Romaniceras deverianum* and *Subprionocyclus neptuni* coincide, and there is no real difference between the two opinions. In fig. 1 the first view is used.

INOCERAMIDS

In the present state of knowledge, inoceramids still do not give such accurate divisions as ammonites but their frequent occurence, or even abundance, makes the group a good and reliable stratigraphical tool when cephalopods are lacking. Three divisions can be recognised but they do not coincide with the ammonite ones.

A lower division is characterized by forms of the group *I. mytiloides* MANTELL – *I. labiatus* SCHLOTHEIM – *I. hercynicus* PETRASCHECK. *I. mytiloides* first appears, immediately followed by *I. hercynicus.* The three species extend into the basal part of the Middle Turonian.

A middle division is marked by the development of the *I. lamarcki* PARKINSON group where *I. brongniarti* MANTELL and *I. cuvieri* SOWERBY are frequent.

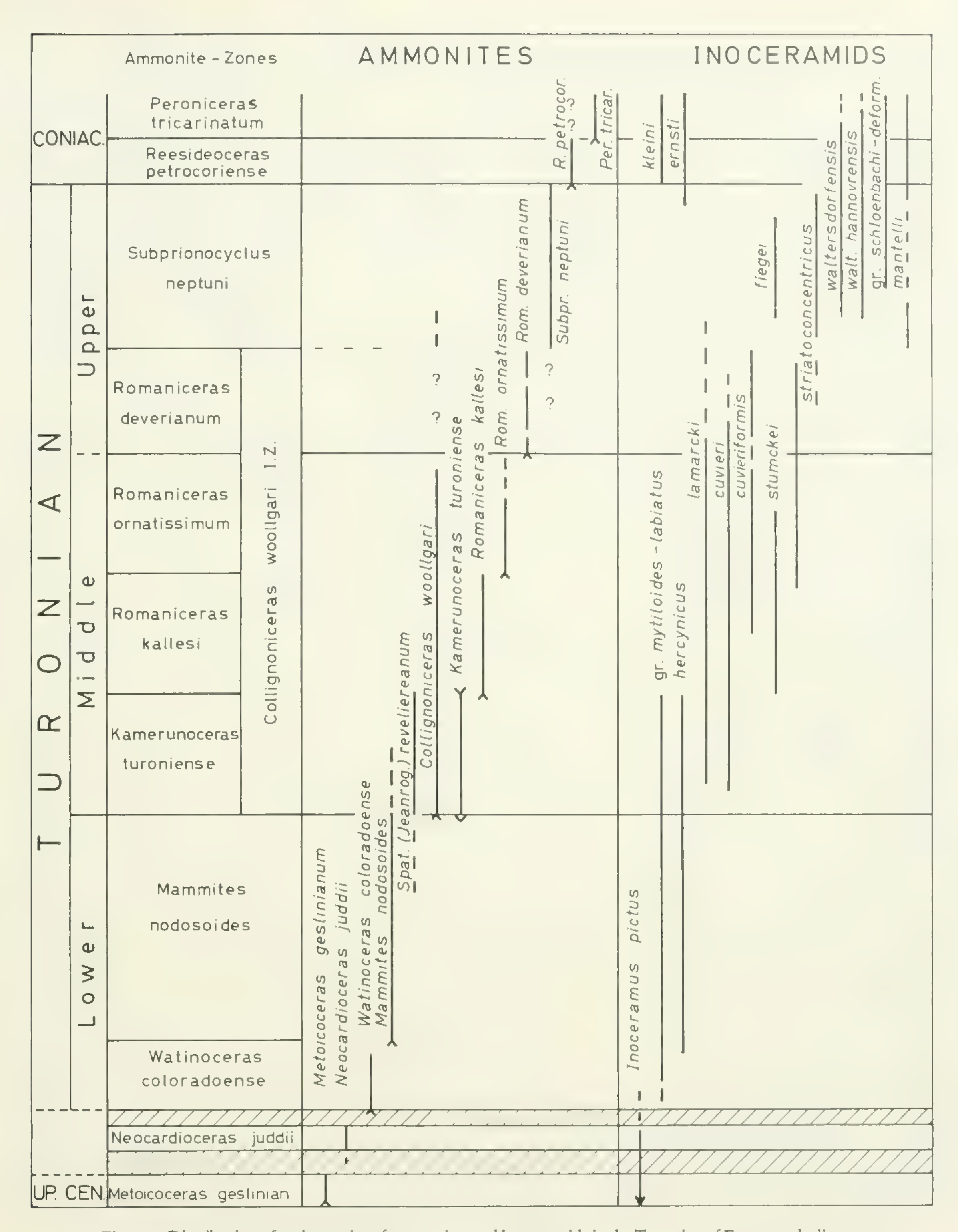


Fig. 1. Distribution of main species of ammonites and inoceramids in the Turonian of France and adjacent areas. Ammonite zonation partly from AMEDRO & al., 1982.

An upper division is defined by *I. striatoconcentricus* GÜMBEL and contains the first *I. schloenbachi* J. BR. and *I. waltersdorfensis* AND. with its subspecies *I. w. hannovrensis* HEINZ.

ECHINOIDS

The genus *Micraster* AGASSIZ includes numerous morphospecies which were and are always used for biostratigraphical needs. The study of several successive populations in the Normandy Chalk demonstrated the existence of variants linked by intermediate forms as shown by M. FOURAY (1981). The most prominent aspect which allows one to follow the evolution of *Micraster* is the development of ornamentation on the test. The five types observed by ROWE (1899), in addition to the terminology for periplastronal areas proposed by FOURAY, constitute a base for the definition of three morphotypes very useful for the stratigraphy of the Upper Turonian-Coniacian.

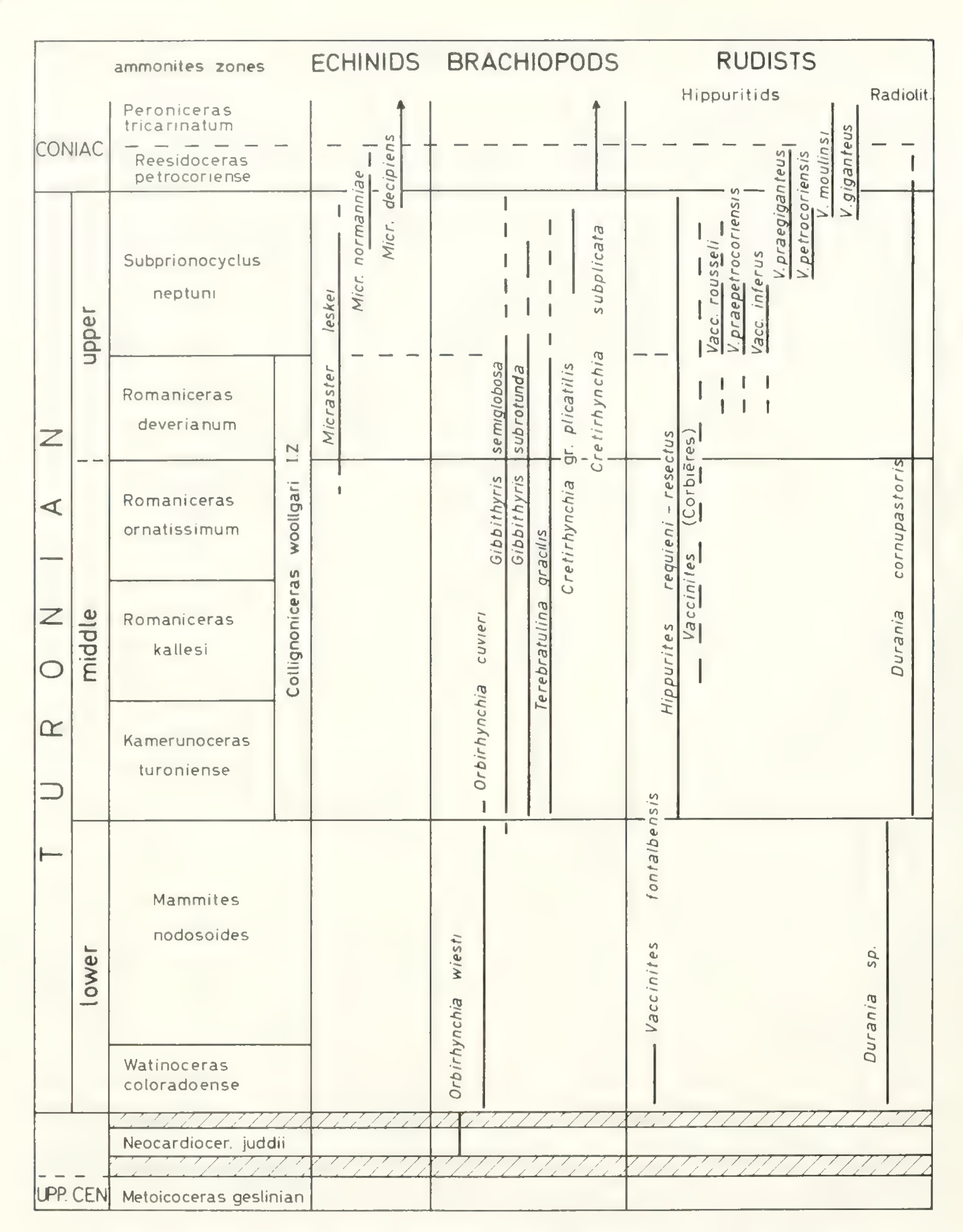


Fig. 2. Distribution of main species of micrasters, rudists and brachiopods in the Turonian of France.

1. *M. leskei* DES MOULINS (alias *M. breviporus* AGASSIZ, nomen nudum) has interporiferous areas that are smooth or sutured, periplastronal areas punctuated, the peristome far from the anterior edge and not covered by a prominent labrum. *M. corbovis* FORBES belongs to the *leskei* group but is larger and has a thinner test.

First representatives of the group generally appear high in the Middle Turonian but some specimens of *M.* cf. *corbovis* have been found with *I. labiatus* at the base of the substage, or even in the upper part of the Lower Turonian in England. Typical forms of the *leskei* group run through the whole of the Upper Turonian.

2. *M. normanniae* BUCCAILE appears high in the *Subprionocyclus neptuni* zone and extends into the basal part of the Coniacian. It differs from *M. leskei* by its interporiferous areas being inflated and sometimes subdivided, the peripla-

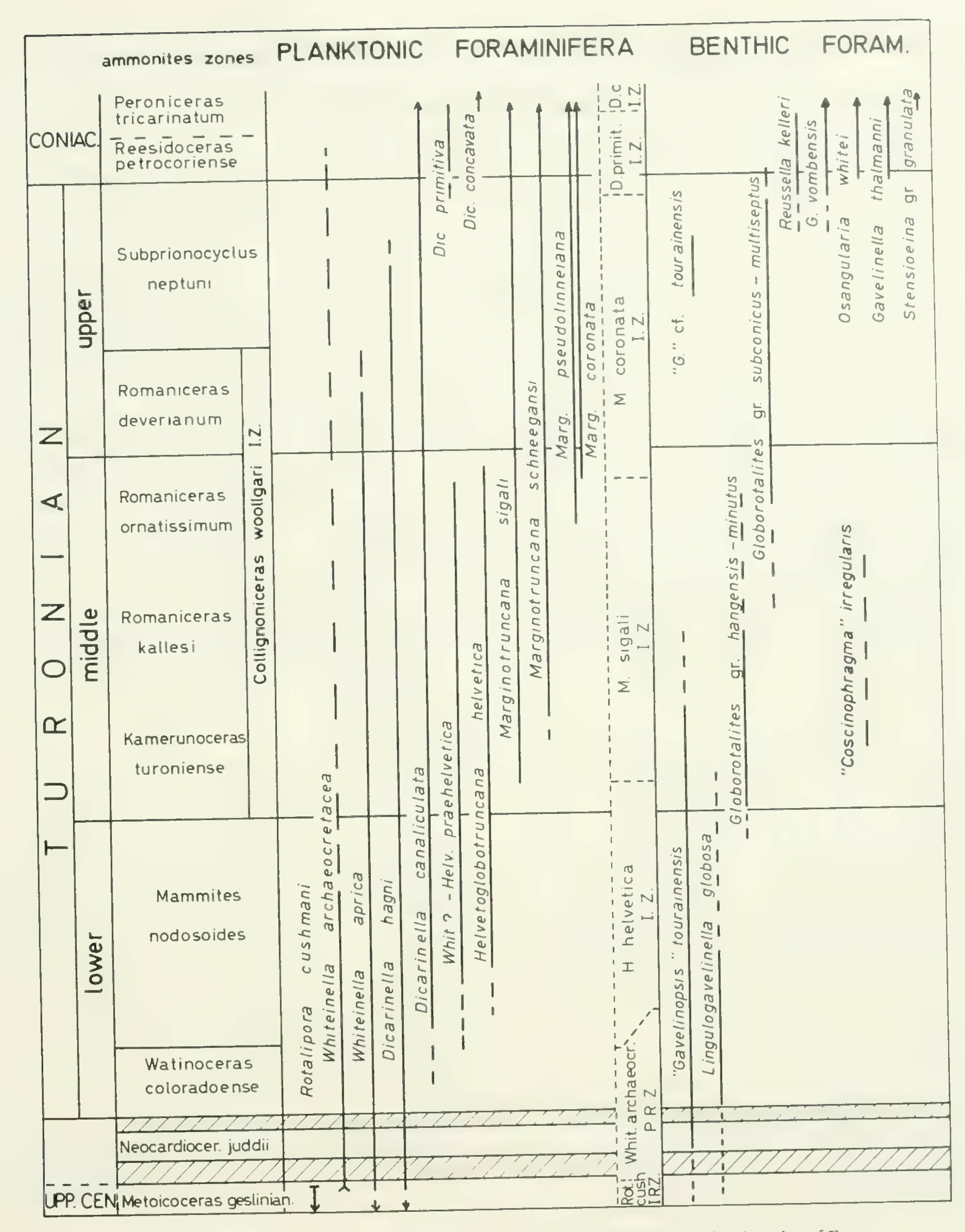


Fig. 3. Distribution of main species of planktonic and benthic foraminifera in the Turonian of France.

stronal areas chained ("caténulé") to verrucose, the peristome rather distant from the anterior edge and half covered by a labrum.

3. *M. decipiens* BAYLE shows subdivided interporiferous areas and evenly divided, periplastronal areas typically verrucose, the peristome close to the anterior edge and covered by a labrum. The morphotype appears in the uppermost part of the *S. neptuni* zone but characterizes the Coniacian.

BRACHIOPODS

Amongst rhynchonellids, *Orbirhynchia cuvieri* (D'ORBIGNY) and *O. heberti* PETTIT are common in the Lower Turonian.

Terebratulids are frequent in the Middle and Upper Turonian: *Gibbithyris semiglobosa* (SOWERBY), *G. subrotundus* (SOW.) and *Terebratulina gracilis* D'ORBIGNY (? = *T. lata* in

Fig. 4. Distribution of main species of nannoplankton, dinoflagellates and ostracods in the Turonian of France.

England). The Upper Turonian is marked by the appearance of *Cretirhynchia plicatilis* (Sow.) and the Coniacian by *C. subplicata* (MANTELL).

RUDISTS

A phyletic zonation can be defined using the Hippuritidae which are a homogenous group with a rapid evolutionary rate and a wide geographical distribution. In Provence, *Vaccinites fontalbensis* PHILIP is characteristic of the basal Turonian. After an absence due to palaeogeographical changes, rudists return in the Middle Turonian (Provence and Pyrénées) with *Hippurites* gr. *requieni* MATH. – *resectus* DEFR. In the Massif d'Uchaux (Rhône Valley), two Assemblage-Zones can be distinguished in the Upper Turonian: A.–Z. with *Vaccinites rousseli* (DOUVILLE) and *V. praepetrocoriensis* TOUCAS, and A.–Z. with *V. petrocoriensis* (DOUVILLE). The first was correlated with the *S. neptuni* ammonite zone (DEVALQUE & al., 1982).

The last rudistid assemblage is recorded from the upper part of the Turonian and below the *Peroniceras* zone. It includes Turonian forms *(V. praegiganteus)* and some representatives of species which will develop during the Coniacian *(V. moulinsi* and *V. giganteus).*

PLANKTONIC FORAMINIFERA

Globotruncanid genera

All species of *Rotalipora* disappear before the end of the Cenomanian and that corresponds with the development of two other genera: *Whiteinella* and *Dicarinella.* The Lower Turonian is marked by the appearance of *Helvetoglobotruncana*, followed in the Middle Turonian by *Marginotruncana.* The *genus Globotruncana* does not occur below the Coniacian.

Comments on some Globotruncanid index species

The Lower Turonian shows the blossoming of numerous *Whiteinella: W. brittonensis* (Loeblich & Tappan), *W. archaeocretacea* Pessagno, *W. aprica* (Loeblich & Tappan) whose association is known in the literature as "grosses globigérines". Within the Lower Turonian *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) appears just preceded by ? *W. praehelvetica* (Trujillo), but is possible that bathymetrical conditions control the individualization of the two morphotypes. On the other hand the extinction of *H. helvetica* marks a clear level just below the base of the Upper Turonian ammonite-zone of *Romaniceras deverianum. Marginotruncana sigali* (Reichel) and *M. schneegansi* (Sigal) arise just above the base of the Middle Turonian and, near the top of the substage, *M. pseudolinneiana* Pessagno and *M. coronata* (Bolli) appear.

The summary of the distribution of the main species cited here corresponds to that given in the "Atlas of Mid Cretaceous Planktonic Foraminifera" (Robaszynski, Caron and European Working Group on Planktonic Foraminifera, 1979).

NANNOPLANKTON, DINOFLAGELLATES AND OSTRACODS

The index species, selected from about one hundred forms found in the Turonian, are listed in fig. 4. Details and comments are given in Robaszynski & al. (1982). It should be emphasised that calcareous nannoplankton and dinoflagellates are two groups frequently represented in shallow as well as in oceanic environments. Although their zones are longer than those of other fossil groups, it has become apparent that they are very useful for global correlation between continental and oceanic sections.

FACIES MAPS FOR THE TURONIAN

The distribution of palaeogeographical facies in France and adjacent areas during the Turonian were built up with documents coming from twenty-two contributors. We chose to represent generalised facies for two intervals: the Early and Late Turonian, and their comparison led to several conclusions:

- Most french regions are affected by the Early Turonian transgression, whereas the Late Turonian is characterized by a regressive phase beginning in the Middle Turonian.
- A relatively strong rise of sea-level during the Early Turonian is revealed by the development of pelagic facies that indicate the eustatic nature of the transgression. However, this transgression is moderated by epeirogenic movements, local or regional, as in north Spain, northern subalpine chains and in NW France.
- The reconstruction of sedimentary events in pyrenean and alpine areas is more difficult on account of orogenic movements.
- Communications between Cornwall and Armorica or through the Poitou allowed faunal transfers between the Tethyan and Boreal provinces (for example: vascoceratids, planktonic microfossils and ostracods).

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to J. M. Hancock and W. J. Kennedy for reading the manuscript and suggesting improvements to the English, but neither is responsible for opinions expressed in this paper about all groups of fossils discussed.

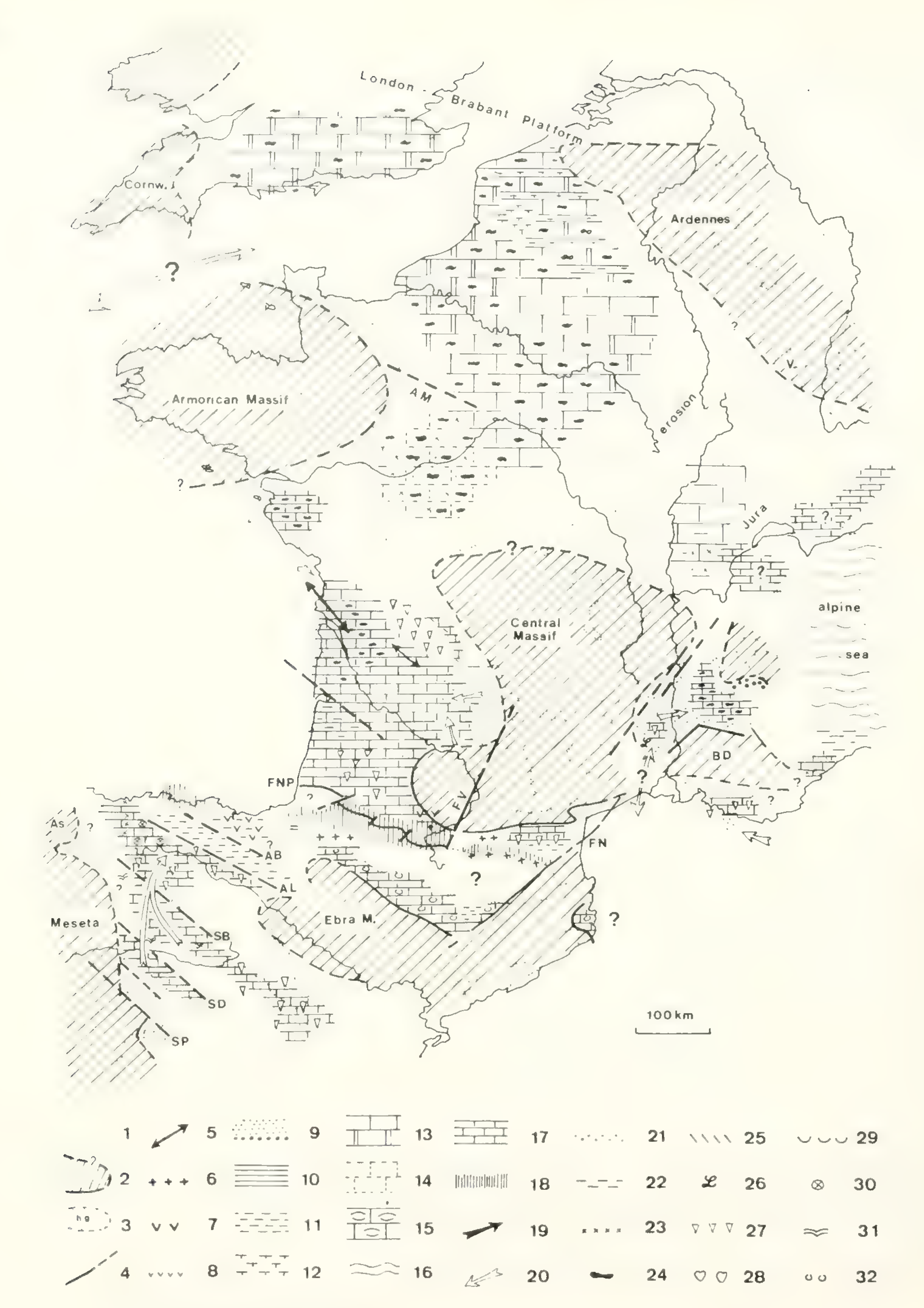


Fig. 5. Facies of the Early Turonian.

Facies legend:

1. actual boundary of old massifs; 2. erosion boundary; 3. area without deposits; 4. fault; 5. anticlinal area during sedimentation; 6. breccia; 7. volcanic breccia; 8. volcanism; 9. sands, sandstones, conglomerates; 10. marly clay; 11. marl; 12. carbonate marl; 13. chalk (two lines: disturbed sedimentation); 14. tuffeau; 15. nodular chalk; 16. alpine sea; 17. limestones; 18. flysch; 19. transgressivity; 20. direction of detrital deposits; 21. sand; 22. clay; 23. glauconite; 24. flint, chert; 25. bioclasts; 26. lignite; 27. rudists; 28. echinoids; 29. oysters; 30. corals; 31. algal laminations; 32. pithonels.

Abbreviations:

AB: Bilbao anticlinorium; AL: Losas fault; AM: Merlerault axis; BD: Durance bending; FN: Nîmes fault; FNP: North Pyrenean Front; FV: Villefranche fault; SB: Burgos gate; SD: Douro gate; SP: Pedroza gate;



Fig. 6. Facies of the Late Turonian. (Facies legend and abbreviations see Fig. 5.)

REFERENCES

Actes du Colloque sur le Turonien (octobre 1981). – (1982): Mém. Mus. Hist. Nat. Paris, ser. C, **49**, 241 p., 62 fig. & tabl.

AMEDRO, F., BADILLET, G., DEVALQUE, CH. (1982): Biostratigraphie et biozonation des ammonites du Turonian français. – Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris, ser. C, **49**, 167–173, 2 fig.

— — & MANIVIT, H., ROBASZYNSKI, F. (1979): Echelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les craies du Boulonnais (macro, micro, nannofossiles). – Ann. Soc. géol. Nord, **98**, 287–305, 7 fig., pl. 24 et 25.

ARNAUD, H. (1877): Mémoire sur le terrain Crétacé du Sud-Ouest de la France. – Mém. Soc. géol. Fr., sér. 2, **10**, (4): 1–110.

BERTHOU, P. Y. and LAUVERJAT, J. (1974): La limite Cénomanien-Turonien. Essai de corrélation entre la série portugaise à *Vascoceras* et les séries de l'Europe du sud-ouest et de l'Afrique du Nord. – C. R. Acad. Sci. Paris, (D), **278**, 2605–2608.

COLLIGNON, M. (1960): Corrélations sommaires entre les dépôts du Crétacé supérieur de Madagascar et ceux de l'Europe occidentale, en particulier de la France. – C. R. Congr. Soc. Sav. Dijon, 1959, Colloque sur le Crétacé supérieur français, p. 41–52.

DEVALQUE, CH., AMEDRO, F., PHILIP, J., ROBASZYNSKI, F. (1982): Etat des corrélations litho et biostratigraphiques dans le Turonien supérieur des massifs d'Uchaux et de la Cèze. Les zones d'ammonites et de rudistes. – Mém. Mus. Hist. Nat. Paris, ser. C, **49**, 57–69, 3 fig., 2 tabl.

FOURAY, M. (1981): L'évolution des *Micraster* (Echinides, Spatangoides) dans le Turonien-Coniacien de Picardie occidentale (Somme), intérêt biostratigraphique. – Ann. de Paléontol., Invert., **67**, (2), 81–134, 12 fig., 4 pl.

GROSSOUVRE, A. de (1901): Recherches sur la craie supérieure. Stratigraphie générale. – Mem. Carte Géol. France, p. 1–783, 33 fig., 39 tabl.

HANCOCK, J. M., KAUFFMAN, E. G. (1979): The great transgression of the late Cretaceous. – Jl. Geol. Soc. London, **136**, 175–186, 5 fig., 4 tabl.

— — & KENNEDY, W. J. (1981): Upper Cretaceous ammonite stratigraphy: some current problems. In: HOUSA, M. R. and SENIOR, J. R. (eds.): The Ammonoidea, Spec. Vol. Systematics Ass., **18**, p. 531–553.

HART, M. B. and al. (1981): Cretaceous. – In Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera, JENKINS, D. G. and MURRAY, J. W. (ed.). – Brit. Micropal. Soc. Series, p. 148–227, 16 fig., 25 pl.

KENNEDY, W. J., WRIGHT, C. W., HANCOCK, J. M. (1982): Ammonite zonation and correlation of the uppermost Cenomanian and Turonian of Southern England, Sarthe and Touraine. – Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., Paris, ser. C, **49**, 175–181.

ORBIGNY, A. D' (1850): Prodrome de Paléontologie. Terrains crétacés, **2**, p. 1–428.

PHILIP, J. (1978): Stratigraphie et paléoécologie des formations à Rudistes du Cénomanien: l'exemple de la Provence. – Géol. Médit., **5**, p. 155–168, 3 fig., 6 tabl., 1 pl.

ROBASZYNSKI, F., CARON, M. et Groupe de Travail sur les Foraminifères Planctoniques du Crétacé (1979): Atlas of Mid-Cretaceous planktonic Foraminifera (Boreal Sea and Tethys). Cah. Micropaléont., **1**: p. 1–185; **2**: p. 1–181, 80 pl.

— — & AMEDRO, F. (coord.), FOUCHER, J. C., GASPARD, D., MAGNIEZ-JANNIN, F., MANIVIT, H., SORNAY, J. (1980): Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques: foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes. – Rev. Micropal., Paris, **22**, p. 195–321, 28 fig.

— — & ALCAYDE, G., AMEDRO, F., BADILLET, G., DAMOTTE, R., FOUCHER, J. C., JARDINE, S., LEGOUX, O., MANIVIT, H., MONCIARDINI, CH., SORNAY, J. (1982): Le Turonien de la région-type: Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. – Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine,**6** (1) p.119–225, 24 fig., 18 pl.

ROWE, A. W. (1899): An analysis of the genus Micraster as determined by rigid zonal collecting from the zone of *Rhynchonella cuvieri* to that of *Micraster cor-anguinum*. – Quart. Journ. Geol. Soc. London, **55**, p. 494–547, pl. 35–39.

WRIGHT, C. W., KENNEDY, W. J. (1981): The Ammonoidea of the Plenus Marls and the Middle Chalk. – Monogr. Palaeont. Soc., London, 148 p., 32 pl., (Publ. n° 560, part of vol. 134 for 1980).

Zitteliana	**10**	595–607	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Turonian and Coniacian microbiostratigraphy of the Tethys regions on the basis of foraminifera and nannofossils

By

JOSEPH SALAJ & VIERA GAŠPARIKOVÁ*)

With 1 table and 3 plates

ABSTRACT

The lowermost Turonian is still reached by the Upper Cenomanian *Rotalipora cushmani* Zone in which from the nannoplankton *Quadrum gartneri* PRINS & PERCH-NIELSEN is found.

The higher part of the Lower Turonian (= *Quadrum gartneri* Zone) is always represented by the zone of "large hedbergels" with *Whiteinella gigantea* (LEHMANN) (= syn.: *W. archeocretacea* PESSAGNO) and *Dicarinella imbricata* (MORNOD) in the Tunisian Atlas. In the West Carpathians *D. imbricata* is found but *Whiteinella gigantea* as well as the association of other "large hedbergels" is missing.

The *Helvetoglobotruncana helvetica* Zone is represented by 3 subzones: *Dicarinella trigona, D. biconvexa* and "*Globotruncana*" *turona*. As to nannoplankton of the West Carpathians, we observe here some deviations from Tunisian, typical Mediterranean associations. In the Upper Turonian *Marginotruncana schneegansi* Zone from its base the index species *Marthasterites furcatus* (STOVER & PERCH-NIELSEN) is found from nannoplankton.

The base of the Coniacian is established by appearance of the species *D. concavata* in both the studied regions whereas the upper boudary is determined by appearence of the species *Sigalia carpathica* SALAJ & SAMUEL. From nannoplankton the associations of the *Marthasterites furcatus* and *Micula decussata* Zone are found in the Coniacian.

Attention is also paid to taxonomic and phylogenetic problems of some foraminifer species. Species of the genus *Dicarinella* described from the West Carpathians are figured again. As the type-species of the genus *Whiteinella* the species *?Praeglobotruncana gigantea* LEHMANN and of for the one-keeled Middle Turonian "globotruncanes" the new genus *Caronita* is established.

KURZFASSUNG

Die obercenomane *Rotalipora cushmani* Zone reicht bis in das unterste Turon, wo sie beim Nannoplankton durch das Auftreten von *Quadrum gartneri* PRINS & PERCH-NIELSEN gekennzeichnet wird. Der höhere Teil des Unter-Turon (= *Quadrum gartneri*-Zone) ist in Tunesien immer durch eine Zone ,,großwüchsiger Hedbergellen mit *Whiteinella gigantea* (LEHMANN) (= *W. archaeocretacea* PESSAGNO) und *Dicarinella imbricata* (MORNOD) gekennzeichnet. In den West-Karpaten tritt zwar *D. imbricata* auf, es fehlen dagegen *W. gigantea* und die anderen großwüchsigen Hedbergellen.

Die *Helvetoglobotruncana helvetica* Zone wird durch drei Subzonen repräsentiert: *Dicarinella trigona, D. biconvexa* und "*Globotruncana*" *turona* Subzonen. Das Nannoplankton der West-Karpaten unterscheidet sich leicht von den typisch mediterranen Vergesellschaftungen Tunesiens. In der oberturonen *Marginotruncana schneegansi* Zone ist die Index-Art *Marthasterites furcatus* (STOVER & PERCH-NIELSEN) bereits ab der Basis vertreten.

Die Basis des Coniac wird in beiden Gebieten durch das Einsetzen von *D. concavata* gekennzeichnet, die obere Grenze durch das Auftreten von *Sigalia carpathica* SALAJ & SAMUEL. Beim Nannoplankton werden im Coniac Vergesellschaftungen der *Marthasterites furcatus* und der *Micula decussata* Zonen gefunden.

Abschließend werden taxonomische und phylogenetische Fragen einiger Foraminiferen-Arten diskutiert. Die bislang aus den West-Karpaten beschriebenen Arten von *Dicarinella* werden neu abgebildet. *Praeglobotruncana* (?) *gigantea* LEHMANN wird als Typus-Art der Gattung *Whiteinella* bestimmt. Für die einkieligen Globotruncanen des Mittel-Turons wird die neue Gattung *Caronita* vorgeschlagen.

*) J. SALAJ, V. GAŠPARIKOVÁ, Dionýz Štúr Institute of Geology, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava, ČSSR.

INTRODUCTION

The basis for detailed stratigraphical division of Turonian-Coniacian sediments in the Mediterranean region on the basis of foraminifers and nannoplankton are some selected profiles of Tunisia and the West Carpathians of Czechoslovakia. In Tunisia it is mainly the profile of hypostratotypes of the mentioned stages from the locality Dj. Fguira Salah (Salaj 1974, 1980; Gašpariková 1978) and from the West Carpathians the Turonian of the Klippen Belt from the profiles Vranie – Považský Chlmec, Brodno – Snežnica and Beňatina. For their completeness these profiles were studied by several authors (Scheibnerová 1960, 1963; Samuel 1962; Samuel & Salaj 1962; Began, Haško, Salaj & Samuel 1978). The Coniacian sediments in the facies of variegated marls of the Klippen Belt are studied from the locality Horné Sŕnie; and in flysch facies from the area of Považská Bystrica. Their Coniacian age was proved on the basis of foraminifers by Kantorová & Began (1958) and Salaj (1962). The nannoplankton from these localities was studied by Gašpariková (1977).

STRATIGRAPHY

Cenomanian-Turonian boundary: the boundary between the *Rotalipora cushmani* Zone and *Dicarinella imbricata* Zone in the West Carpathians on the one hand, or between the *R. cushmani* Zone and the zone of large *Hedbergella* de Lehmann (1962) (= *Whiteinella archeocretacea* Zone de Robaszynski & Caron 1979) in Tunisia on the other hand, is very sharp. The authors place this boundary above the Turonian base, what would be in agreement with the knowledge of Bellier (1978) and other authors (Salaj & Samuel 1966, 1977; Salaj & Bellier 1978). On the contrary, in the last time Robaszynski & Caron (1979) (European working group on planktonic Foraminifera) place the boundary between these zones still in the frame of the uppermost Cenomanian, in the middle of the *Metoicoceras geslinianum* Zone. According to them the species *Rotalipora cushmani* (Morrow) becomes extinct here, and the species *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, the index species of the zone of equal name, sets in. On the contrary, the works of Conard (1978: 66–67), Deloffre (1978: 80) and Porthault (1978: 184) mention the existence of *Rotalipora* in the basal Turonian, thus in the *Mammites nodosoides* Zone with *Fagesia superstes* (Kossmat) (Philip, Neumann, Porthault & Juignet 1978).

Table 1

Microbiostratigraphic zonation of the Turonian and Coniacian of the basis of planktonic foraminifers and nannoplankton

AGE	AREA	TUNISIA	WEST CARPATHIANS		TUNISIA
CONIACIAN	UPPER	Dicarinella concavata I.Z	Sigalia deflaensis I.Z	Micula decussata I.Z	Micula concava I.Z
	UPPER / MIDDLE		Globotruncana praehavanensis n. sp. I.Z	Marthasterites furcatus I.Z	Micula decussata I.Z
	LOWER		Helvetoglobotruncana cachensis Globotruncana angusticarinata I.Z		Marthasterites furcatus I.Z
TURONIAN	UPPER	Marginotruncana schneegansi I.Z	Dicarinella renzi I.Z	Eiffelithus eximius I.Z	
			Whiteinella inornata Falsotruna maslakovae I.Z		
	MIDD.	Helvetoglobotruncana helvetica T.R.Z	Caronita turona I.S.B.Z	Tetralithus pyramidus I.Z	Eiffelithus eximius I.Z
			Dicarinella biconvexa I.S.B.Z		
	LOWER		Dicarinella trigona I.S.B.Z	Gartnerago obliquum I.Z	Tetralithus pyramidus I.Z
		Whiteinella gigantea	Dicarinella hagni I.S.B.Z		Quadrum gartneri I.Z
		Dicarinella imbricata I.Z.	D. imbricata I.S.B.Z.		
CENOMANIAN	UPPER	Rotalipora cushmani T.R.Z.	Rotalipora turonica T.R.Z		Microrhabdulus decoratus I.Z
	MIDD.		Rotalipora montsalvensis T.R.Z		

We tend to the opinion that the upper boundary of the *Rotalipora turonica* Zone or the *Rotalipora cushmani* Zone (both index species of these zones are distinctly different from each other, cf. SALAJ & SAMUEL 1966) should not be placed into the uppermost Cenomanian, but into the basal Turonian. A compromising solution would be that the boundaries of these zones would also determine the Cenomanian–Turonian boundary (DOUGLAS 1969).

We stress that in Tunisia as well as in the West Carpathians also in the uppermost part of the *Rotalipora cushmani* Zone up to the immediate contact with the following zone representatives of the genus *Rotalipora* are found in extraordinary amounts. Species like *Whiteinella archaeocretacea* or *W. paradubia* (SIGAL) are not found here.

From the nannoplankton in the Upper Cenomanian of the West Carpathians *Gartnerago obliquum* (STRADNER) NOËL is found, the index species of the zone of the same name defined by VERBEEK (1976) for the upper part of the *Rotalipora cushmani* Zone reaches the *Helvetoglobotruncana helvetica* Zone in the Turonian of the West Carpathians (Tab. 1).

In the assemblage of the *Gartnerago obliquum* Zone the following nannoplankton species are found: *Corollithion achylosum* (STOVER) THIERSTEIN, *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI, *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE & MARTINI, *Cretarhabdus unicornis* STOVER, *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Lithraphidites alatus* THIERSTEIN, *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE, *Lithastictus floralis* STRADNER, *Manivitella gromosa* BLACK, *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, *Zygolithus crux* NOËL and *Zygolithus diplogrammus* (BUKRY) NOËL.

The *Rotalipora cushmani* Zone of the Mediterranean region and thus also of Tunisia is characterized by the species *Microrhabdulus decoratus,* which according to THIERSTEIN (1976) is indicative of the Middle to Upper Cenomanian. This species was designated by SISSINGH (1977) and MANIVIT et al. (1977) as index species for the zone of the same name, which is related to the Upper Cenomanian.

Turonian: The lower part of the Lower Turonian (besides the base) is represented in the West Carpathians by the *Dicarinella imbricata* Zone (SALAJ & SAMUEL 1966, 1967; SALAJ & GAŠPARIKOVÁ 1979). In Tunisia the *Rotundina cretacea – Praeglobotruncana imbricata* Zone corresponds to it (SALAJ 1969; MASSIN & SALAJ 1970); MAAMOURI & MAAMOURI 1969; SALAJ & BELLIER 1978).

ROBASZYNSKI & CARON (1979) correctly call attention to the fact that the genus *Rotundina* is invalid and that the genus *Whiteinella* PESSAGNO 1969 should be used. Moreover, the opinion of ROBASZYNSKI & CARON (1979) is justified that the species *Whiteinella cretacea* (D'ORBIGNY) is found as late as from the Upper Turonian. It is logical to use for the Lower Turonian as index species *Whiteinella achaeocretacea* PESSAGNO, in the synonymy of which the species ? *Praeglobotruncana gigantea* LEHMANN (1962) and *Praeglobotruncana lehmanni* PORTHAULT (1969) are included.

Regarding to the fact that the specis *Praeglobotruncana* (described as *Globotruncana) biconvexa gigantea* (SAMUEL & SALAJ) belongs to the genus *Dicarinella* PORTHAULT (DONZE et al. 1970), we cannot consider the species ? *Praeglobotruncana gigantea* LEHMANN, whether in this taxonomic form or as *Whiteinella gigantea,* as a secondary homonym. Therefore in the sense of the International Code of Zoological Nomenclature we call attention to the validity of *Whiteinella gigantea* (LEHMANN) which becomes so also the type species of the genus *Whiteinella* PESSAGNO (1967). The species *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO (1967) is thus a synonym of the species *Whiteinella gigantea* (LEHMANN).

Therefore we modify the Lower Turonian in Tunisia as the *Whiteinella gigantea – Dicarinella imbricata* Zone. Its Lower boundary is determined by disappearance of rotalipores while its upper boundary is determined by appearence of the species *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI).

In the Lower Turonian of the West Carpathians as well as Tunisia we can define two subzones:

a) *Dicarinella imbricata* Interval Subzone. Its lower boundary is determined by vanishing of rotalipores and conical praeglobotruncanes and the upper boundary by appearence of the species *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVÁ).

b) *Dicarinella hagni* Interval Subzone. Its lower boundary is defined by appearence of the species *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVÁ), while the upper boundary is determined by appearence of the species *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI).

Besides the species *Dicarinella hagni,* which is very abundant here, *Dicarinella turonica* (SAMUEL & SALAJ) appears, representing a form transitional between *Dicarinella hagni* und *Dicarinella trigona* (SCHEIBNEROVÁ). Even it would seem that these last quoted 3 species described from the West Carpathians are boreal elements, we remark that they are uncommonly abundant also in Tunisia, studied in detail mainly in the area of Enfidaville (SALAJ 1970).

In the Lower Turonian nannoplankton of Tunisia, it is necessary to quote mainly the occurrence of the species *Quadrum gartneri* PRINS & PERCH-NIELSEN. PERCH-NIELSEN (1979) mentioned, this species appears from the Turonian base. SISSINGH (1977) defined a zone of equal name, which reaches the middle part of the Middle Turonian *Helvetoglobotruncana helvetica* Zone of SIGAL (1952).

The late Lower Turonian to base of the Upper Turonian – in Tunisia as well as the West Carpathians – corresponds with three subzones (SALAJ & SAMUEL 1966, SALAJ & BELLIER 1978; BEGAN, HAŠKO, SAMUEL & SALAJ 1978; SALAJ & GAŠPARIKOVÁ 1979) to the *Helvetoglobotruncana helvetica* Total-range Zone:

a) *Dicarinella trigona* Interval Subzone: Its lower and upper boundaries are limited by appearance of *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI) and *Dicarinella biconvexa* (SAMUEL & SALAJ). Beside the index species and some representatives of the genus *Whiteinella, Dicarinella imbricata,* and *D. hagni* are still represented.

b) *Dicarinella biconvexa* Interval Subzone: Its boundaries are limited by appearance of the species *Dicarinella biconvexa* at the base and by the species *Caronita turona* (OLBERTZ) on the top.

c) *Caronita turona* Interval Subzone: It is defined by appearance of the species *Caronita turona* at the base. The up-

per boundary is determined by disappearance of the species *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI).

The subdivision of the lower Middle Turonian is based on the lineage of the following species (BEGAN, HAŠKO, SALAJ & SAMUEL 1978):

a) *Dicarinella imbricata* → *D. turonica* → *D. trigona*

b) *Dicarinella imbricata* → *D. hagni* → *D. biconvexa* → *Dicarinella fusani* SALAJ & SAMUEL (1977) →
b_1 → *Caronita sigali*
b_2 → *Caronita turona*

From the taxonomic point of view it is necessary to mention that neither *Dicarinella trigona* (SCHEIBNEROVÁ) nor *Dicarinella oraviensis* (SCHEIBNEROVÁ) can be a synonym of the species *Praeglobotruncana gibba* KLAUS (ROBASZYNSKI & CARON 1979). *Praeglobotruncana gibba* KLAUS is described from the Cenomanian, essentially smaller in dimensions and distinctly different in morphology of the last chamber. The species *Praeglobotruncana gibba*, mentioned as morphotype by ROBASZYNSKI & CARON (1979) from the Middle Turonian of Tunisia (E 16) corresponds to the typical species *Dicarinella trigona* described from the area of Enfidaville, Djebel Abid (SALAJ 1970).

A further not less important problem is the taxonomic position of Middle Turonian one – keeled representatives, either assigned to the genus *Globotruncana* CUSHMANN (1927) or to the genus *Marginotruncana* HOFKER (1956).

The type species of the genus *Marginotruncana, M. marginata* (REUSS) is derived from *Whiteinella (= Rotundina) cretacea* (D'ORBIGNY) (1972). On the contrary, the representatives of globotruncanids in the Middle Turonian, as pointed out by & (1977), are derived from the genus *Dicarinella (= Praeglobotruncana)* PORTHAULT (in: DONZE et al., 1979). On the basis of the mentioned we introduce for them the new genus *Caronita*.

Caronita nov. gen. (name established in honour of Prof. Dr. Michèle CARON, Fribourg); as type species we designate the type specimen of *Globotruncana sigali* REICHEL (1950).

The diagnostic description of the genus agrees with the original description of the species *Globotruncana sigali* REICHEL, completed by ROBASZYNSKI & CARON (1979: 141).

The genus *Caronita* n. gen. has thus diagnostic marks very close to the genus *Marginotruncana* HOFKER (1956) (see ROBASZYNSKI & CARON 1979:97), from which *Caronita* differs in the presence of one keel and in its phylogenetic origin. We assi here the following species: *Caronita marianosi* (DOUGLAS), *Caronita sigali* (REICHEL), *Caronita turona* (OLBERTZ).

In the Tunesian Middle Turonian nannoplankton the index species *Tetralithus pyramidus* appears from the base of the *Dicarinella trigona* Subzone, while in the West Carpathians it appears much later only in the upper part of the *D. trigona* Subzone. In Tunisia we thus relate the *Tetralithus pyramidus* Zone with the lower part of the *D. trigona* Subzone, while in the West Carpathians it represents the upper part of the *D. trigona* Subzone, the *Dicarinella biconvexa* Subzone and the lower part of the *Caronita turona* Subzone.

The nannoplankton assemblages of this zone are represented by the following species: *Ahmuellerella octoradiata* (GORKA) REINHARDT, *Biscutum constans* PERCH-NIELSEN, *Corolithion exiguum* STRADNER, *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI, *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE & MARTINI, *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Gartnerago obliquum* (STRADNER) NOEL, *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE, *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, *Tetralithus pyramidus* (GARDET) *Tranolithus orionatus* (REINHARDT) and *Zygolithus diplogrammus* (BUKRY) NOEL.

In Tunisia practically the whole *Helvetoglobotruncana helvetica* Zone (except the lower part of the *Dicarinella trigona* Subzone) corresponds to the nannoplankton *Eiffelithus eximius* Interval Zone. Its base is determined by appearance of *Eiffelithus eximius* and the upper boundary by appearance of *Marthasterites furcatus,* which in Tunisia, as we stress, appears immediately above the disappearance of *Helvetoglobotruncana helvetica*.

The *Eiffelithus eximius* Zone is also developed in the Mediterranean region in relation with the Middle Turonian. *E. eximius* is very distinctly accompanied in the assemblages by *Lithastrinus floralis* and *Tranolithus orionatus*.

In both the studied regions the Upper Turonian is characterized by the *Marginotruncana schneegansi* Zone, here considered as Interval Zone in the sense of DALBIEZ (1955). Its foraminifer association was described by several authors (SALAJ & SAMUEL 1966, 1977; BEGAN, HAŠKO, SAMUEL & SALAJ 1978; SALAJ & GAŠPARIKOVÁ 1979).

In the West Carpathians this zone corresponds to the nannoplankton *E. eximius* Zone. Essentially the same species as in the *Tetralithus pyramidus* Zone are found here. For the first time from its base *E. eximius* (STOVER) PERCH-NIELSEN appears. In the *Marginotruncana schneegansi* Zone we distinguish two subzones:

a) The *Whiteinella inornata – Falsotruncana maslakovae* Subzone. Its lower boundary is defined by the disappearance of *Helvetoglobotruncana helvetica* and the upper boundary is characterized by the appearance of *Dicarinella renzi* (GANDOLFI) emend. SALAJ & SAMUEL (1966). In this subzone the following species have been found: *Dicarinella carpathica* (SCHEIBNEROVÁ), *Whiteinella inornata* (BOLLI), *Falsotruncana loeblichae* (DOUGLAS), *F. douglasi* CARON, *F. maslakovae* CARON, *Marginotruncana schneegansi* (SIGAL) emend. SALAJ, *Dicarinella schneegansi* (SIGAL emend. CARON) and *Marginotruncana marginata* (REUSS).

b) *Dicarinella renzi* Subzone. The lower and upper boundary is defined by the appearance of *Dicarinella renzi* (GANDOLFI) emend. SALAJ & SAMUEL (1966) at the base, and appearance of *Dicarinella concavata* (BROTZEN) and *Helvetoglobotruncana cachensis* DOUGLAS at the top. Besides the above mentioned species *Marginotruncana paraconcavata* PORTHAULT, *M. undulata* (LEHMANN), *Dicarinella renzi* (GANDOLFI) emend. SALAJ & SAMUEL, *D. condreriensis* GANDOLFI and *Marginotruncana coronata* (BOLLI) are found.

In Tunisia the *Marginotruncana schneegansi* Zone can be correlated with the nannoplankton *Marthasterites furcatus* Zone. The species *M. furcatus* is found in the profile of Dj. Fguira Salah from the base of the *Marginotruncana schneegansi* Zone (sample no. 133, cf., Fig. 28, in SALAJ 1980; 77).

In the Mediterranean region *M. furcatus* has been mentio-

ned only from the Coniacian base by all authors (Thierstein 1976, Sissingh 1977, Verbeek 1977, Perch-Nielsen 1979).

The Upper Turonian is thus represented in Tunisia by the nannoplankton *Marthasterites furcatus* Zone, which reaches without any essential changes in composition the Middle Coniacian.

In the association of this zone, thus from its base, the following species are found: *Ahmuellerella octoradiata* (Gorka) Reinhardt, *Corollithion exigum* Stradner, *Corollithion signum* Stradner, *Cylindralithus serratus* Bramlette & Martini, *Eiffelithus eximius* (Stover), Perch-Nielsen, *E. turriseiffeli* (Deflandre) Reinhardt, *Gartnerago obliquum* (Stradner) Noël, *Lithastrinus floralis* Stradner, *Marthasterites furcatus* (Deflandre) *Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre, *Praediscosphaera cretacea* (Arkhangelskij) Gartner), *Tetralithus pyramidus* Gardet, *Tranolithus exiguus* Stover, *T. orionatus* (Reinhardt) *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *Zygolithus diplogrammus* (Bukry) Noël, *Zygolithus erectus* Deflandre.

Turonian – Coniacian boundary: In Tunisia (Salaj 1980), similar to the West Carphatians (Began, Haško, Salaj & Samuel 1978; Salaj & Gašpariková 1979) it is represented by the appearance of *Dicarinella concavata* (Brotzen), *D. asymetrica* (Sigal), *Helvetoglobotruncana cachensis* (Douglas) and *Marginotruncana angusticarinata* Gandolfi.

Coniacian. The basis for subdivision of the Coniacian in the Mediterranean region is mainly the profile proposed for the hypostratotype of the Coniacian (Salaj 1978). In both the studied regions the Coniacian associations are essentially identical. To the Coniacian as a whole the *Dicarinella concavata* Interval Zone corresponds, the upper boundary of which is characterized by the appearance of *Sigalia carpathica*. We prefer to use this zone instead of the *Marginotruncana (= Globotruncana) angusticarinata* Zone (defined by Samuel & Salaj, 1968) for the presence of *D. concavata* has been unambiguously proved from the Coniacian base. Besides that, when also in other sense, this zone was defined first by Dalbiez (1955).

In the Coniacian of both studied regions we define the following subzones:

a) *Helvetoglobotruncana cachensis – Marginotruncana angusticarinata* Subzone. It essentially corresponds to the Lower Coniacian. Its upper boundary is defined by appearance of the new (see below) species *Globotruncanella praehavanensis* n. sp. This zone covers only a part of the nannoplankton *Marthasterites furcatus* Zone (Tab. 1).

To the Middle and partly Upper Coniacian the *Globotruncanella praehavanensis* ISBZ (= Interval Subzone) corresponds. It is characterized at base by the appearance of *Globotruncanella praehavanensis* n. sp. (syn.: *Globotruncanella havanensis* [Vorwijk], in: Salaj 1980, pl. 12, figs. 4–5). The upper boundary is characterized by the appearance of *Sigalia deflaensis* (Sigal). This zone corresponds to the older *Globotruncana primitiva* Subzone defined by Salaj (1970).

Into this zone all above cited species are passing, which appear in the Lower Coniacian. From more important species found here we mention: *Globotruncana desioi* Gandolfi, *Neoflabellina suturalis suturalis* (Cushman) and *Lenticulina (Marginulinae) gosae* (Reuss). A part of this subzone still corresponds to the nannoplankton *Marthasterites furcatus* Zone.

In Tunisia in the upper part of the *Globotruncanella praehavanensis* Subzone the index species *Micula decussata* appears. In the West Carpathians this species appears later in the uppermost part of the *G. praehavanensis* Subzone, practically closely before *Sigalia deflaensis* appears and passes into the *S. deflaensis* Subzone (Tab. 1).

The uppermost Coniacian is characterized by the *Sigalia deflaensis* Interval Subzone, originally defined by Salaj & Samuel (1966). The lower boundary is characterized by the appearance of *S. deflaensis*, the upper boundary and also the Coniacian – Santonian boundary by that of *Sigalia carpatica* Salaj & Samuel.

In Tunisia this subzone corresponds to the lower part of the nannoplankton *Micula concava* Zone, originally defined by Verbeek (1977) for the Santonian.

The species *Micula concava* (Stradner) Bukry appears from the base of the *S. deflaensis* Subzone. In its association are found: *Eiffelithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *E. turriseiffeli* (Deflandre) Reinhardt, *Cylindralithus serratus* Bramlette & Martini, *Gartnerago obliquum* (Stradner) Noël, *Lithastrinus floralis* Stradner, *Micula desussata* Vekshina, *Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre, *Tetralithus pyramidus* Gardet, *Tranolithus exiguus* Stover, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *Zygolithus diplogrammus* (Bukry) Noël and *Zygolithus erectus* Deflandre.

PALEONTOLOGICAL DESCRIPTION

Genus *Globotruncanella* Reiss 1957
Globotruncanella praehavanensis n. sp.
Pl. 2, figs. 10, 11, 12, 14, 15, 16

Holotype: figured pl. 2, figs. 10–12 and deposited in the collections of the Dionýz Štúr Institute of Geology, Bratislava.

Derivatio nominis: Derived from the name *havanensis*, for we suppose that this species represents an ancestral form of the species *G. havanensis* (Vorwijk).

Stratum typicum: Coupe de l'Anticlinal Oued Bazina, sample no. Be 53/11 (Maamouri & Maamouri 1969; Salaj & Maamouri 1971). Upper Coniacian marls from the *Sigalia deflaensis* Subzone.

Material: About 10 specimens from sample Be 53/11; about 100 specimens from the Middle Coniacian sequence of the profile Dj. Fguira Salah near Pont du Fahs – Tunisia (samples no. 1302 a–h; Salaj 1980, fig. 30); 3 specimens from the Coniacian flysch sequence – road cut 1 km S of Považská Bystrica.

Diagnosis: Umbilical side: Primary aperture extraumbilical – umbilical; long portici form around the umbilicus. Sutures radial and depressed; 5, rarely 6 chambers. Chambers inflated to globular; the first to fourth are pustulose, the last is more or less smooth. Umbilicus forming about $^1/_3$ of the largest diameter.

Spiral side: Equatorial periphery clearly lobulate. Chambers petaloid in shape with surface gently inflated, pustulose, moderately increasing in size. Sutures curved with not distinct keel formed with pustules on all chambers of the last whorl. Spire constituted by $2^1/_2$ to 3 well distinct whorls. The chambers of the first whorl are globular.

Lateral view: Low trochospire. Equatorial periphery bordered by a distinct flange formed by 1–2 lines of pustules on the 4 chambers. The outline of the last chamber is subglobular to gently subangular.

Size: diameter variable, between 0,5 to 0,6 mm.

Stratigraphic range: The new species occurs from the higher, probably Middle Coniacian to the Lower Santonian. It forms a distinct horizon in association with: *Dicarinella concavata* (BROTZEN), *D. asymetrica* (SIGAL), *D. primitiva* DALBIEZ, *Marginotruncana angusticarinata* (GANDOLFI), *M. marginata* (REUSS), *M. undulata* (LEHMANN), *M. sinuosa* PORTHAULT and *Helvetoglobotruncana cachensis* DOUGLAS.

CONCLUSIONS

A detailed microbiostratigraphy has been carried out on the basis of planktonic foraminifers and nannoplankton for Turonian-Coniacian sediments of two distant Tethyan regions (Tunisian Atlas and West Carpathians). In the West Carpathians the index species of Turonian–Coniacian zones appear later than in the Mediterranean region and in Tunisia (Tab. 1).

REFERENCES

BEGAN, A., HAŠKO., SALAJ, J. & SAMUEL, O. (1978): Standard profiles for microbiostratigraphical division of the Middle Cretaceous on the West Carpathians in Czechoslovakia. – Ann. Mus. Hist. Natur. Nice, **4:** X 1–10, 3 tab., 2 pls.; Nice.

BELLIER, J.–P. (1978): Zones de Foraminifères planctoniques du Cénomanien tunisien. – Géol. Méditerr., **5:** 27–30, 1 fig.; Marseille.

CONARD, M. (1978): Le Cénomanien des Alpes-Maritimes: biozonation par les Globotruncanidés. – Géol. Mediterr., **5:** 65–68, 3 fig.; Marseille.

DALBIEZ, F. (1955): The genus *Globotruncana* in Tunisia. – Micropaleontology, **1:** 161–171; New York.

DELOFFRE, R. (1978): Histoire géologique du Crétacé moyen en Aquitaine (France S. W.). – Géol. Méditerr., **5:** 79–86, 3 fig., 4 tab.; Marseille.

DONZE, P., PORTHAULT, B., THOMEL, G. & VILLOUTREYS, O. (1970): Le Senonien inférieur de Puget-Theniers (Alpes Maritines) et sa microfaune. – Géobios, **3:** 41–106, 6 pls.; Lyon.

DOUGLAS, R. G. (1969): Upper Cretaceous planktonic foraminifera in northern California. Part 1 – Systematics. – Micropaleontology, **15:** 151–209; 5 figs., 11 pls.; New York.

GAŠPARIKOVÁ, V. (1978): Le nannoplancton calcaire et la biostratigraphie du Crétacé supérieur de la région du Pont du Fahs. – Actes du VI[e] Coll. Africain de Micropal., Tunis 1974. Ann. Min. et Géol., **28:** 465–479, 6 pls.; Tunis.

KANTOROVÁ, V. & BEGAN, A. (1958): Bradlové pásmo v širšom okolí Pruského. – Geologické práce, Správy, **14:** 107–112; Bratislava.

MAAMOURI, A.-L. & MAAMOURI, M. (1969): Aperçu stratigraphique sur le Crétacé de l'Anticlinal de l'Oued Bazinà. – Notes Serv. Géol. Tunisie, **30:** 25–31. Tunis.

MANIVIT, H., PERCH-NIELSEN, K., PRINS, B. & VERBEEK J. W. (1977): Mid Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy. – Kon. Nederl. Akad. Wet. B. **80:** 294–298; Amsterdam.

MASSIN, J.-M. & SALAJ, J. (1970): Contribution à l'étude stratigraphique de la région Nebeur (Tunisie septentrionale). – Bull. Soc. Géol. France, (7), **12:** 818–825; Paris.

PERCH-NIELSEN, K. (1979): Calcareous nannofossilien (coccolithen) aus der Kreide zwischen Nordsee und Mittelmeer. – Aspecte der Kreide Europas. IUGS Series A, **6:** 223–272; Stuttgart.

PHILIP, J., NEUMANN, M., PORTHAULT, B. & JUIGNET, P. (1978): Conclusions générales. – Géol. Méditerr., **5:** 205–220, 2 figs., 1 text-fig., 6 tab.; Marseille.

PORTHAULT, B. (1978): Foraminifères caractéristiques du Cénomanien à faciès pélagique dans le Sud-Est de la France. – Géol. Méditerr., **5:** 183–194, 6 figs., 1 tab., 1 pl.; Marseille.

ROBASZYŃSKI, F. & CARON, M. (1979): Atlas de Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (mer Boréale et Téthy). – Cahiers de Micropal., **2:** 1–181, 80 pls.; Paris.

SALAJ, J. (1962): Mikrobiostratigrafia kriedových sedimentov križňanskej a manínskej jednotky a ich vzájomný vzt'ah. – Geol. práce, Zošit, **62:** 245–259, 2 tab.; Bratislava.

— — (1969): Zones planctoniques du Crétacé et du Paléogène de Tunisie. Not. Serv. Géol. Tunisie, **30:** 32–37, 2 tab.; Tunis.

— — (1970): Quelques remarques sur les problèmes de microbiostratigraphie du Crétacé supérieur et du Paléogène. IV[e] Coll. Africain de Micropal., Abidjan 1970: 357–374, 3 pls.; Nice.

— — (1972): Remarques sur *Helvetoglobotruncana* REISS, 1957, emend. – Not. Serv. Géol. Tunisie, **40:** 71–74.; Tunis.

— — (1974): Microbiostratigraphie du Crétacé supérieur de la région de Pont du Fahs. Livret-guide des excursions du VI[e] Coll. Africain de Micropal., Tunis 1974: 41–49; Tunis.

— — (1978): Contribution à la microbiostratigraphie des Hypostratotypes tunisiens du Crétacé supérieur, du Danien et du paléocène. – Les Actes du VI[e] Coll. Africain de Micropal., Tunis 1974. Ann. Min. et Géol., **28** (II): 119–145, 5 figs., 2 tab.; Tunis.

— — (1980): Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisiens). Vyd. Geol. ústav. D. Štúra: 1–238, 63 figs., 12 tab., 64 pls.; Bratislava.

— — & BELLIER, J.-P. (1978): Une coupe de reference pour la zonation de l'Albien, du Cénomanien et du Turonien de Tunisie septentrionale. – Ann. Mus. Hist. Natur. Nice, **4:** XXI, 1–10, 2 figs., 3 pls.; Nice.

— — & GAŠPARIKOVÁ, V. (1979): Microbiostratigraphy of the Upper Cretaceous of the West Carpathians based on Foraminifers and Nannofossils and the Question of Relations and Migrations of Boreal and Tethyan Elements. – Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, **6:** 279–292, 1 fig., 2 pls.; Stuttgart.

— — & MAAMOURI, A.-L. (1971): Remarques biostratigraphiques sur le Sénonien supérieur de l'anticlinal de l'Oued Bazina (région de Béja, Tunisie septentrionale). – Not. Ser. Géol. Tunisie, **32:** 65–78; Tunis.

— — & SAMUEL, O. (1966): Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei). – Vyd. Geol. ústav D. Štúra: 1–292, 48 pls.; Bratislava.

— — & SAMUEL, O. (1977): A propos du Cénomanien supérieur de la zone des Klippes des Carpates occidentales slovaques. – Západné Karpaty, séria paleont., **2–3:** 71–86, 9 pls.; Bratislava.

SAMUEL, O. (1962): Mikrobiostratigrafické pomery kriedových sedimentov vnútorného bradlového pásma v okolí Beňatíny. – Geol. práce, Správy, **24:** 153–197, 13 tab.; Bratislava.

— — & SALAJ, J. (1962): Nové druhy foraminifer z kriedy a paeogénu Západných Karpát. – Geol. práce, Zošit, **62:** 313–320, 2 pls.; Bratislava.

SIGAL, J. (1952): Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. – XIXe Congr. Géol. intern. 1e série: Algérie, **26:** 3–45; Alger.

SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous Nannoplankton. – Geologie en Mijnboux, **56:** 37–65, 16 figs., 1 pl.; Amsterdam.

STOLL, M. R. et al. (1958): International Code of Zoological nomenclature adopter by the XV. International Congress of Zoology. – Národní muzeum: 1–86, 1962; Praha.

THIERSTEIN, H. (1976): Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. – Marine Micropaleontology, **1:** 325–362; Amsterdam.

VERBEEK, J. W. (1976): Upper Cretaceous nannoplankton in a composite section near El Kef, Tunisia I. en II. – Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., Ser. B, **79:** 129–148, Amsterdam.

— — (1977): Calcareous nannoplankton biostratigraphy of Middle and Upper Cretaceous deposits in Tunisia, Southern Spain and France. – Utrecht Micropal. Bull., **16:** 1–157, 22 figs., 12 pls.; Hoogeveen.

Plate 1

Fig. 1–2. *Dicarinella imbricata* (MORNOD); 1. lateral view 80×; 2. spiral view 70×.
Loc.: No. 14/1960 Benătína. *Dicarinella hagni* Subzone.
Lower Turonian of the Klippen Belt; Eastern Slovakia.

Fig. 3–5. *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVÁ); 3. lateral view 90×; 4. lateral view 70×; 5. lateral view 90×.
Loc.: No. 14/1960 Beňatína.

Fig. 6, 8. *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVÁ); 6. lateral view 10×; 8. lateral view 70×.
Loc.: No. 14/1960 Beňatína.

Fig. 7 *Dicarinella bouldinensis* (PESSAGNO); lateral view 90×.
Loc.: No. 14/1960 Beňatína.

Fig. 9–10. *Dicarinella biconvexa* (SAMUEL & SALAJ); 9. spiral view 60×; 10. lateral view of the other individual 60×;
Loc.: No. 8/1960 Beňatína. *Dicarinella biconvexa* Subzone; Middle Turonian of the Klippen Belt.

Fig. 11. *Dicarinella gigantea* (SAMUEL & SALAJ); lateral view 70×.
Loc.: No. 1960. Beňatína.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Plate 2

Fig. 1. *Transitional form between Dicarinella turonica* (SAMUEL & SALAJ) and *D. trigona* (SCHEIBNEROVÁ); lateral view 80×.
Loc.: No. 14/1960 Beňatína. *D. hagni* Subzone; Lower Turonian of the Klippen Belt, Eastern Slovakia.

Fig. 2–3. *Dicarinella turonica* (SAMUEL & SALAJ); 2. spiral view 55×; 3. umbilical view 55×.
Loc.: No. 14/1960. Beňatína.

Fig. 4–6. *Dicarinella trigona* (SCHEIBNEROVÁ); 4. spiral view 55×; 5. lateral view 55×; 6. spiral view of the other individual 75×.
Loc.: No. 5/1960 Beňatína. *D. trigona* Subzone; Middle Turonian of the Klippen Belt.

Fig. 7–9. *Dicarinella oraviensis* (SCHEIBNEROVÁ); 7. lateral view 70×; 8. spiral view 70×; 9. umbilical view of the other individual 70×.
Loc.: No. 5/1960 Beňatína.

Fig. 10–12. *Globotruncanella praehavanensis* n. sp. – holotype;
10. lateral view 60×; 11. oblique umbilical view 60×; 12. oblique umbilical view 60×.
Loc.: No. 53/13 Béja (Anticlinal Oued Bazina, Tunisia); *Sigalia deflaensis* Subzone; Upper Coniacian.

Fig. 13. *Dicarinella oraviensis* (SCHEIBNEROVÁ); lateral view 70×;
Loc.: No. 5/1960 Beňatína. Lower part of the *Helvetoglobotruncana helvetica* Zone.

Fig. 14–16. *Globotruncanella praehavanensis* n. sp.;
14. spiral view 60×; 15. oblique umbilical view 60×; 16. umbilical view 60×;
Loc.: same as figs. 10–12.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

Plate 3

Fig. 1 *Gartnerago obliquum* (STRADNER) REINHARDT, 5000×, distal view.
Slopná, Nr. 440/79; Upper Cenomanian.

Fig. 2 *Lithraphidites acutum* VERBEEK & MANIVIT, 5000×,
Pont du Fahs, Nr. 662/77; Upper Cenomanian.

Fig. 3. *Corolithion exiguum* STRADNER, 5000×, distal view.
Pont du Fahs, Nr. 665/77; Middle Turonian.

Fig. 4 *Quadrum gartneri* PRINS & PERCH-NIELSEN, 5000×,
Pont du Fahs, Nr. 664/77; Lower Turonian.

Fig. 5. *Lithastrinus floralis* STRADNER, 5000×, proximal view.
Brodno, Nr. 329/76; Middle Turonian.

Fig. 6. *Ahmuellerella octoradiata* (DORKA) REINHARDT, 5000×, proximal view.
Snežnica, Nr. 500/77; Lower Turonian.

Fig. 7. *Stephanolithion laffittei* Noël, 5000×, proximal view.
Vršatec, Nr. 408/77; Lower Coniacian.

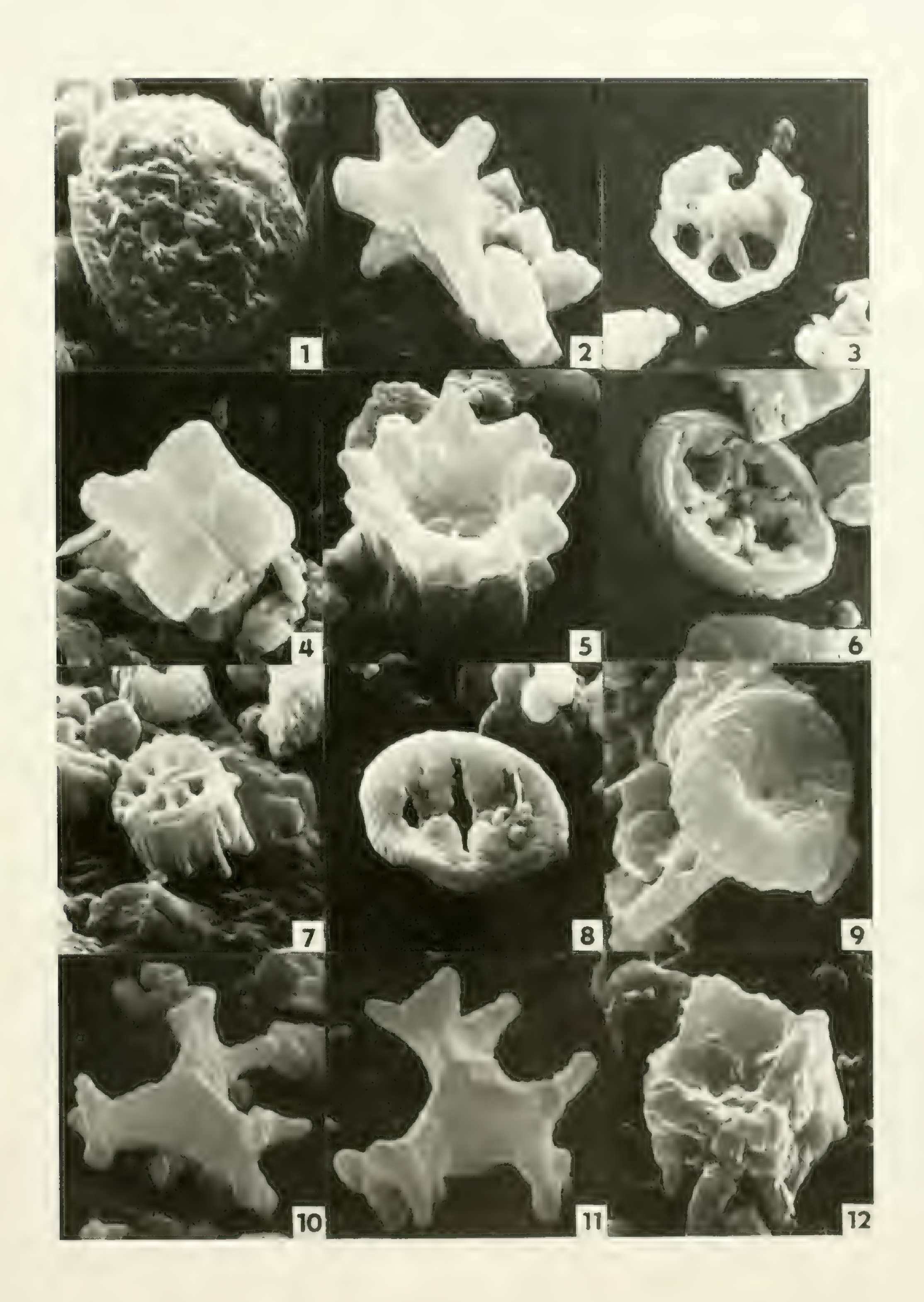
Fig. 8. *Tranolithus orionatus* (REINHARDT) REINHARDT, 5000×, proximal view.
Vranie, Nr. 526/77; Lower Turonian.

Fig. 9. *Eiffelithus eximius* (STRADNER) PERCH-NIELSEN, 5000×, distal view.
Myjavská pahorkatina, Nr. 310/73; Middle Coniacian.

Fig. 10. *Marthasterites furcatus* DEFLANDRE, 3500×,
Pont du Fahs, Nr. 667; Upper Turonian.

Fig. 11 *Marthasterites furcatus* DEFLANDRE, 5000×,
Pont du Fahs, Nr. 667; Upper Turonian.

Fig. 12. *Micula decussata* VEKSHINA, 4500×,
Pont du Fahs, Nr. 636/9; Middle Coniacian.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12



Zitteliana	10	609–611	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Le Campanien sommital et le Maastrichtien de la coupe du Kef (Tunisie septentrionale): zonation sur la base des Foraminifères planctoniques

Par

JEAN-PIERRE BELLIER, MICHÈLE CARON, PIERRE DONZE, DIETRICH HERM, ANNE-LOUISE MAAMOURI et JOSEPH SALAJ*)

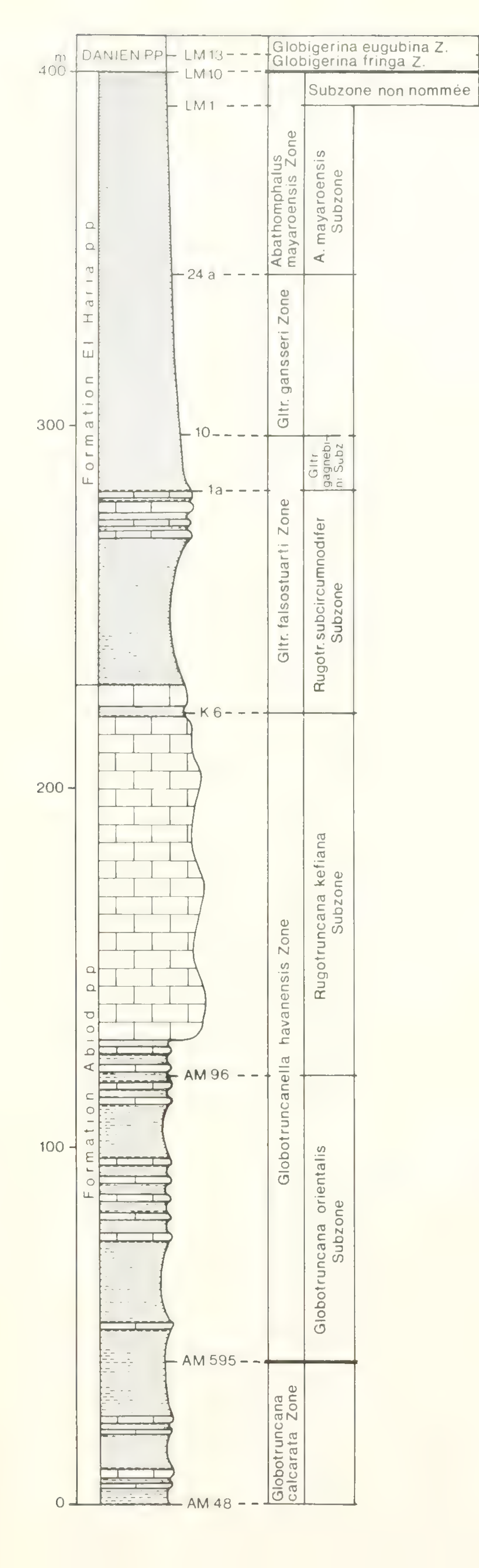
Avec 1 figure dans le texte et 1 tableau

A l'occasion du 6e Colloque africain de Micropaléontologie (Tunis 1974), la résolution a été prise d'étudier en détail la coupe dite de la «piste du Hammam Mellègue» au SW du Kef, en vue de la proposer, en raison de ses qualités (P. F. BUROLLET, P. SAINFELD et F. DALBIEZ, 1956), comme série de référence pour le Maastrichtien et le Paléocène en domaine mésogéen (P. DONZE, 1980; J. SALAJ, 1980). Les matériaux recueillis, en collaboration avec le Service géologique de Tunisie et en particulier avec le concours de H. BEN SALEM pour le lever de la coupe et la prise d'échantillons, ainsi que de M. KHESSIBI pour les niveaux de la limite Maastrichtien-Danien, ont été distribués à divers groupes de spécialistes chargés de leur étude.

ZONATION INTERNATIONALE	ZONES ET SOUS-ZONES		ECHANTILLONS	ASSOCIATIONS DES ESPECES PRINCIPALES
GL. EUGUBINA GL. FRINGA	Globigerina eugubina Globigerina fringa		LM 10	petites globigérines de la première zone du Danien
ABATHOMPHALUS MAYAROENSIS	ABATHOMPHALUS MAYAROENSIS	Sous-zone non nommée	LM 1	Prédominance des Heterohelicidae; rares *Gltr. stuarti*
		Abathomphalus mayaroensis	24 A	*Gltr. stuarti, Gltr. contusa, Gltr. gansseri Gltr. falsostuarti, Rac. varians, Rac. fructicosa, Ps. elegans*
GLOBOTRUNCANA GANSSERI	GLOBOTRUNCANA GANSSERI		10	*Gltr. stuarti, Gltr. contusa, Gltr. conica, Gltr. falsostuarti, Gltr. gagnebini, Gltr. aegyptiaca, Rac. varians, Rac. fructicosa, Plgl. acervulinoides, Ps. elegans*
GLOBOTRUNCANA FALSOSTUARTI	GLOBOTRUNCANA FALSOSTUARTI	Globotruncana gagnebini	1 A	*Gltr. falsostuarti, Gltr. plummerae, Gltr. subcircumnodifer, Gltr. aegyptiaca, Gltr. stuartiformis, Rac. textulariformis*
		Rugotruncana subcircumnodifer	K 6	*Gltr. falsostuarti, Gltr. walfischensis, Gltr. insignis*
	GLOBOTRUNCANELLA HAVANENSIS	Rugotruncana kefiana	AM 96	*Gltr. insignis, Gltr. subspinosa, Gltr. ventricosa, Gltr. fornicata*
		Globotruncana orientalis	AM 595	*Gltr. insignis, Gltr. subspinosa, Gltr. ventricosa, Gltr. fornicata*
GLOBOTRUNCANA CALCARATA	GLOBOTRUNCANA CALCARATA		AM 48	*Gltr. arca, Gltr. fornicata, Gltr. insignis, Gltr. subspinosa, Gltr. ventricosa*

Tab. 1. Le schéma de la zonation.

*) J. P. BELLIER, Université de Paris VI, Laboratoire de Micropaléontologie, Tour 15, 4, place Jussieu, F-75230 Paris Cedex 05. M. CARON, Université de Fribourg, Institut de Géologie, CH-1700 Fribourg. P. DONZE, Université Claude-Bernard, Lyon 1, Dép. des Sciences de la Terre, 27–43 bd. du 11 novembre, F-69622 Villeurbanne. D. HERM, Institut für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Str. 10, D-8000 München 2. A.-L. MAAMOURI, Départment de Géologie (Service géologique), 95, Av. Mohamed V, 1006 Tunis El Menzah, Tunisie. J. SALAJ, Geol. ustav. D. STUR, Mlynska dolina 1, 81704 Bratislava, CSSR.



Nous présentons dans cette note une zonation du Campanien sommital et du Maastrichtien telle qu'on peut la déduire de la répartition stratigraphique des Foraminifères planctoniques. On distingue de bas en haut les divisions suivantes:

- Zone à Globotruncana calcarata (AM 48 à AM 595) (Total range zone) (Sommet du Campanien).
- Zone à Globotruncanella havanensis (AM 595 à K 6) (Interval zone). Définition: de la disparition de *Gltr. calcarata* Cushman à l'apparition de *Gltr. falsostuarti* Sigal (unicarénée au dernier tour).
  On distingue de bas en haut:
  - Sous-zone à Globotruncana orientalis (AM 595 à AM 96).
    (Interval subzone). Définition: de la disparition de *Gltr. calcarata* Cushman à l'apparition de *Rugotruncana kefiana* Salaj et Maamouri.
  - Sous-zone à Rugotruncana kefiana (AM 96 à K 6) (Partial range subzone). Définition: de l'apparition de *R. kefiana* S. et M. à l'apparition de *Gltr. falsostuarti* Sigal.
- Zone à Globotruncana falsostuarti (K 6 à 10).
  (Partial range zone). Définition: de l'apparition de *Gltr. falsostuarti* Sigal à l'apparition de *Gltr. gansseri* Bolli.
  On distingue de bas en haut:
  - Sous-zone à Rugotruncana subcircumnodifer (K 6 à 1a).
    (Interval range subzone). Définition: de l'apparition de *Gltr. falsostuarti* Sigal à l'apparition de *Gltr. gagnebini* Tilev.
  - Sous-zone à Globotruncana gagnebini (1a à 10).
    (Partial range subzone). Définition: de l'apparition de *Gltr. gagnebini* Tilev à l'apparition de *Gltr. gansseri* Bolli.
- Zone à Globotruncana gansseri (10 à 24a).
  (Partial range zone). Définition: de l'apparition de *Gltr. gansseri* Bolli à l'apparition de *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli).
- Zone à Abathomphalus mayaroensis (24a à LM 11).
  (Interval zone). Définition: de l'apparition de *A. mayaroensis* (Bolli) à l'apparition des petites globigérines du Danien basal.
  On distingue de bas en haut:
  - Sous-zone à Abathomphalus mayaroensis (24 à LM 1). (Total range subzone).
  - Sous-zone (non encore nommée) (LM 1 à LM 11).
    (Interval subzone). Définition: de la disparition de *A. mayaroensis* (Bolli) à l'apparition des petites globigérines du Danien basal.

La publication d'un tel schéma ne signifie pas qu'un accord définitif ait été trouvé entre les différents spécialistes des Foraminifères planctoniques; elle traduit seulement une prise de position commune sur les principaux biohorizons susceptibles d'être utilisés dans la coupe de Kef.

Fig. 1. Colonne stratigraphique de la «piste de Hamman Mellègue».

RÉFÉRENCES

BURROLET, P. F., SAINFELD, P. & DALBIEZ, F. (1956): Carte géologique de la Tunisie (1/50000), feuille n° 44, Le Kef. Notice explicative, 39 p., 1 tabl.

DONZE, P. (1980): Une série de référence pour le Maastrichtien et le Paléocène en faciès mésogéen: la coupe dite de la «piste du Hammam Mellègue», au SW du Kef (Tunisie septentrionale). – 26è Congr. géol. intern., Paris., Abstr., **1**, p. 225.

SALAJ, J. (1980): Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléocène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisiens). – Inst. Geol. Dionyz. Stur, Bratislava, 238 p., 63 fig., 12 tabl., 64 pl.

— — & MAAMOURI, A.-L. (1982): *Rugotruncana kefiana*, nouvelle espèce du Sénonien supérieur de la région d'El Kef (Tunisie septentrionale). – Geol. carpathica, **33** (4): 463–479, 2 fig., 6 pl., Bratislava.



Zitteliana	10	613–635	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Die Foraminiferen der Inoceramen-Mergel (Buntmergelserie, Ultrahelvetikum, Unter-Maastricht) des Moos-Grabens SE Siegsdorf (Oberbayern)

Von

HERBERT HAGN & DIETRICH HERM*)

Mit 2 Abbildungen und 4 Tafeln

KURZFASSUNG

Die Inoceramen-Mergel des Moos-Grabens enthalten eine sehr reiche Foraminiferenfauna, deren Plankton/Benthos-Verhältnis 87:13 beträgt. In der Beschreibung werden die Gattungen *Globotruncana, Globotruncanella, Tritaxia, Neoflabellina* und *Bolivina* besonders hervorgehoben.

Die Globotruncanen gestatten eine Einstufung der Inoceramen-Mergel in die *Globotruncana gagnebini*-Subzone, die den oberen Teil der *Globotruncana falsostuarti*-Zone einnimmt. Die Fundschicht ist somit in den tieferen Teil des oberen Unter-Maastrichts zu stellen.

Die Zusammensetzung der Foraminiferenfauna weist auf eine Ablagerung im offenen Meer in einer Tiefe zwischen 400 und 800 m zwischen dem mesoeuropäischen Schelf und der zentralen Tethys. Dementsprechend konnten faunistische Beziehungen zu den Nördlichen Kalkalpen (Gosau), den Südalpen, zum Kaukasus, zu Südspanien (Betische Kordillere) sowie zu Nordafrika (Marokko, Tunesien) festgestellt werden.

ABSTRACT

The *Inoceramus*-Marls of the Moos-Graben contain a very rich foraminiferal fauna. Its plankton/benthos ratio measures 87:13. The genera *Globotruncana, Globotruncanella, Tritaxia, Neoflabellina* and *Bolivina* are described in more detail.

The species of the genus *Globotruncana* point to the *Globotruncana gagnebini* subzone which belongs to the upper part of the *Globotruncana falsostuarti* zone. The *Inoceramus*-Marls are therefore assigned to the lower part of the upper range of the Lower Maastrichtian.

The foraminiferal fauna indicates an open sea condition. The water depth can be estimated between 400 and 800 m. The *Inoceramus*-Marls have been deposited on the continental slope (epibathyal) between the mesoeuropean shelf and the central Tethys. This explains the similarities between the Bavarian fauna and those from the Northern Limestone Alps (Gosau), the Southern Alps, the Caucasus, Southern Spain (Betic Cordillera) and North Africa (Morocco, Tunesia).

*) H. HAGN und D. HERM, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

INHALT

1. GEOLOGISCHE EINFÜHRUNG

1.1 ALLGEMEINER ÜBERBLICK

Am Nordostfuß des Sulzbergs, SE Siegsdorf (Chiemgau), dehnt sich ein waldreiches Hügelgebiet aus, das von zahlreichen Bächen durchflossen wird. Ihr Wasser fließt dem Habach zu, der in die Rote Traun mündet. Da das Anstehende weitgehend durch Hangrutsch und dichte Vegetation verhüllt wird, trifft man die besten Aufschlüsse in den durch die Erosion entstandenen Gräben an. Im engeren Untersuchungsgebiet schlängeln sich der Moos-Graben, der Katzenloch-Graben und der Galon-Graben (Abb. 1). Weiter im Norden (nicht mehr auf der Karte) liegen der Wolfsberg-Graben sowie der Molbertinger Graben.

In den vergangenen Jahren wurden durch die Anlage von Forststraßen zahlreiche künstliche Aufschlüsse geschaffen, die wertvolle neue Erkenntnisse lieferten. Der Großzügigkeit von Herrn Forstdirektor F. Sieber, Siegsdorf, sind ferner umfangreiche Schurfarbeiten zu verdanken, wodurch das Schichtinventar vervollständigt und der Baustil auch in Einzelheiten geklärt werden konnte.

Das Grabengebiet am Nordostfuß des Sulzbergs ist durch eine extreme Raumverengung gekennzeichnet, die durch die Überschiebung der Rhenodanubischen Flyschzone, der auch der Sulzberg angehört, auf sein nördlich gelegenes Vorland (Ultrahelvetikum und Helvetikum) bedingt wurde. Dementsprechend liegen heute auf engstem Raum Sedimente verschiedenen Alters und ehemals voneinander weit entfernter Ablagerungsräume nahe beisammen. Der Baustil wird durch einzelne Stockwerke geprägt, die durch Überschiebungsvorgänge entstanden sind. Erst durch spätere Abtragungen wurde aus dem ursprünglichen Übereinander ein auf der geologischen Karte darstellbares Nebeneinander. Im Verlauf der tertiären Nachbewegungen der alpinen Orogenese wurden auch die einzelnen Stockwerke in sich zerrüttet und in einzelne Schuppen zerlegt. Als besonders mobil erwies sich die ultrahelvetische Buntmergelserie, die überwiegend aus mehr oder minder tonreichem Tiefwasserschlamm entstanden ist.

Das Untersuchungsgebiet wurde zuerst von Reis (1895) kartiert und eingehend beschrieben (1896). Zusammenfassende Darstellungen sind in Hagn (1978, S. 169 usf.) und in Hagn et al. (1981, S. 111 usf.) enthalten. Um Wiederholungen zu vermeiden, seien daher im folgenden nur die wichtigsten Ergebnisse kurz wiedergegeben.

Am Aufbau der Voralpen bzw. des Alpenvorlandes nehmen (von Süd nach Nord) folgende paläogeographisch-geotektonische Einheiten teil:

Rhenodanubischer Flysch
Ultrahelvetikum
Helvetikum
Molasse

Gesteine des Rhenodanubischen Flysches stehen heute im Bereich der Abb. 1 nicht mehr an. Sie sind aber im Gehängeschutt und im Bachgeröll allenthalben anzutreffen. Der Flysch stellte ursprünglich das oberste tektonische Stockwerk dar.

Das nächsttiefere Stockwerk wird durch das Ultrahelvetikum repräsentiert (Einheit III). Durch ein helvetisches Fenster im Bereich des Katzenloch-Grabens (Einheit II) wird diese Zone in einen schmäleren Nord- und in einen breiteren Südteil gegliedert. Die Sedimente des Ultrahelvetikums liegen hauptsächlich in der nordultrahelvetischen, mergeligen Fazies der Buntmergelserie vor. Die Wildflysch-Fazies des Südultrahelvetikums tritt hingegen stärker zurück.

Zum Südhelvetikum und damit zum tiefsten aufgeschlossenen Stockwerk sind schließlich die Einheiten II und I zu rechnen. Der helvetische Aufbruch im Bereich des Katzenloch-Grabens (II) gehört dem Südteil der Kressenberger Fazieszone an, während die Einheit I als Äquivalent der Eisenärzter Fazieszone, also der nördlichsten Zone des Südhelvetikums, aufzufassen ist.

Nordhelvetikum und Molasse schließen erst weiter im Norden an. Die erstgenannte Fazieszone ist im Molbertinger Graben aufgeschlossen. Die Molasse kann am besten im Bett der Weißen Traun S Siegsdorf sowie im Bereich des Hochbergs zwischen Siegsdorf und Traunstein studiert werden.

Die Einheiten I–III weisen, jede für sich, Schichtglieder auf, die weit über den örtlichen Rahmen hinaus für die Alpengeologie von großer Bedeutung sind. In der Einheit I sind es die Schönecker Fischschiefer des Unteroligozäns, die tektonisch an die Buntmergelserie der Einheit III grenzen. Sie stehen mit Stockletten des höheren Obereozäns in einem stratigraphischen Verband. Die Schönecker Fischschiefer, die neben Skelettresten Schuppen, Zähnchen und Otolithen von Fischen enthalten, werden als ,,Flyschmolasse" bezeichnet und stellen eine Verbindung zwischen den Menilithschiefern



Abb. 1. Topographische Lageskizze. Vergrößerter Ausschnitt aus Topographischer Karte von Bayern 1:25 000, Blatt 8142 Teisendorf, mit Probenserien und Inoceramen-Fundstelle (i).

der Karpaten und den Glarner Fischschiefern der Schweiz dar. Ihre globigerinenreichen Sedimente vermitteln daher einen Übergang von Helvetikum in Molasse (vgl. hierzu Hagn 1978, S. 173 usf., S. 222 usf.; Hagn et al. 1981, 119–122).

Die Einheit II wird an der neuen Forststraße im Oberlauf des Katzenloch-Grabens durch eine geringmächtige Schichtfolge von Schwarzerzäquivalenten, Nebengestein, Stockletten und den erst vor wenigen Jahren neubeschriebenen Katzenloch-Schichten vertreten. Im Unterlauf des Moos-Grabens sind einzelne Schichtglieder des Südhelvetikums mit dem Ultrahelvetikum intensiv verschuppt (Signatur III + II in Abb. 1). Die Aufschlüsse an der Forststraße sind als tektonisches Fenster zu deuten, das von Ultrahelvetikum ummantelt wird.

Am Aufbau der obereozänen Katzenloch-Schichten nehmen Fossilschuttkalke, Feinsandkalke und -mergel, Mergel und Tonmergel teil. Sie stehen mit gleichfalls priabonen Stockletten in einem engen stratigraphischen Verband. Die Katzenloch-Schichten sind durch kalkalpinen Gesteinsschutt sowie aus dem Süden zugeführten Gehäusen von *Nummulites fabianii* (Prever) ausgezeichnet. Ähnlich den Schönecker Fischschiefern sind auch die Katzenloch-Schichten zur ältesten Molasse („Flyschmolasse“) zu rechnen. Auch sie lassen auf einen Übergang Helvetikum/Molasse schließen (vgl. hierzu Hagn 1978, S. 177 usf.; Hagn et al. 1981, S. 115–117, 207).

Im Katzenloch-Graben, zwischen oberer und unterer Forststraße, stehen ferner die Hachauer Schichten des Ober-Maastrichts an, die eine reiche Megafauna lieferten (Reis 1897, 1898). Die sandreiche Ausbildung dieser Ablagerungen weist auf die Regression des helvetischen Oberkreidemeeres nach Süden hin (vgl. hierzu Hagn 1978, S. 172–173).

Im Nordteil der Einheit III sind keine zusammenhängenden Profile bekannt. In den kleinräumigen Aufschlüssen konnten überwiegend Sedimente des nördlichen Ultrahelvetikums (Maastricht, Paleozän, Lutet) nachgewiesen werden. Die mitteleozäne Buntmergelserie ist durch teilweise rötliche Farbtöne ausgezeichnet (Hagn 1978, S. 203; Hagn et al. 1981, S. 118–119).

Der südliche Teil der ultrahelvetischen „Decke" nimmt einen breiten Raum ein. Vor allem im Südast des Moos-Grabens tritt die Buntmergelserie wiederholt zutage. Im Oberlauf des Nordastes, an der Kreuzung mit der neuen Forststraße, sind megafossilführende kalkreiche Mergel des unteren Maastrichts aufgeschlossen, die sich vor allem reich an Inoceramen erweisen (HAGN 1978, S. 209; HAGN et al. 1981, S. 112–115). Die Darstellung der Foraminiferenfauna dieser Schichten ist Anliegen der vorliegenden Arbeit.

Neben oberkretazischen Schichten treten im Südteil der Einheit III untergeordnet auch alttertiäre Sedimente (Paleozän, Eozän) auf. Ihre mitteleozänen Anteile (Signatur L in Abb. 1, links von den Ophiolith-Blöcken) sind gleichfalls rötlich gefärbt (HAGN 1978, S. 210).

Die beiden Ophiolithblöcke wurden bei der Anlage der neuen Forststraße aus dem Hangschutt gefördert (HAGN 1978, S. 210). Ihre Herkunft ist daher nicht unmittelbar bekannt. Es darf aber angenommen werden, daß die Serpentinite, die der ozeanischen Kruste entstammen, aus einem südultrahelvetischen Riesenkonglomerat („Wildflysch") umgelagert wurden. Sie stellen daher in jeder Hinsicht exotische Gesteine dar.

Aus alledem erhellt, daß das Grabengebiet am Nordostfuß des Sulzbergs eine Fülle von Besonderheiten enthält. Es gibt auf engstem Raum Aufschluß über Schichtfolgen, Fazieszusammenhänge und Baustil eines damals ausgedehnten Raumes, der erst im jüngeren Tertiär von den Nachzüglern der alpinen Orogenese erfaßt wurde. Es erscheint daher gerechtfertigt, noch vorhandene Beobachtungslücken zu schließen und das vorhandene Schrifttum durch einen mikropaläontologischen Beitrag zu ergänzen.

1.2 SCHICHTFOLGE UND BAUSTIL DER BUNTMERGELSERIE DES MOOS-GRABENS (OBERLAUF)

Da eine ausgedehnte Beprobung der Buntmergelserie im Oberlauf des Moos-Grabens (oberhalb der Gabelung in einen Nord- und Südast) bis jetzt noch ausstand, wurde am 29.9.1982 eine größere Probenserie entnommen. Dabei erwies sich der Südast als weitaus am ergiebigsten. Die Probenentnahme erfolgte bachaufwärts. Eine Ausnahme von diesem Schema machen nur die Zusatzproben 40 und 41, die in den Verästelungen des Nordastes aufgesammelt wurden, sowie die Proben 42 und 43, welche aus einem kleinen südlichen Seitengraben des Südastes des Moos-Grabens, kurz vor seiner Einmündung in den Unterlauf, stammen (Abb. 1).

Proben 1–4: Die Schichten streichen quer zum Bach.

Lithologie: Mittelgraue, feinstglimmerige Kalkmergel, teils weicher, teils härter, mit ockergelben bzw. violetten Kluftflächen. Die Mergel weisen häufig kleine Rostflächen auf. Dünne Bohrgänge sind mit Brauneisenmulm ausgefüllt.

Plankton: Ähnlich den Proben 5–9, jedoch ohne *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI), zusätzlich aber mit *Globotruncana* cf. *arca* (CUSHM.) und *Globotruncana rosetta* (CARSEY).

Benthos: Das reiche sand- und kalkschalige Benthos setzt sich im wesentlichen aus den Arten *Ammodiscus glabratus* CUSHM. & JARVIS, *Gaudryina cretacea* (KARRER), *Plectina ruthenica* (REUSS), *Tritaxia* cf. *anglica* (CUSHMAN), *Tritaxia rivicataractae* (V. HILLEBRANDT), *Tritaxia selectiva* (HAGN), *Vaginulinopsis silicula* (PLUMMER), *Praebulimina laevis* (BEISSEL), *Bolivina incrassata* REUSS, *Bolivina limbosa* (CUSHM.), *Bolivinoides draco* (MARSSON), *Eponides beisseli* SCHIJFSMA, *Stensioeina labyrinthica* CUSHM. & DORSEY, *Gavelinella monterelensis* (MARIE), *Gavelinella rubiginosa* (CUSHM.), *Angulogavelinella gracilis* (MARSSON) und *Gavelinopsis voltziana* (D'ORB.) zusammen. Ferner kommen Lenticulinen und Frondicularien vor. An Ostracoden wurde *Cytherella* beobachtet.

Alter: Mittleres bis höheres Maastricht, *Globotruncana gansseri*-Zone (?).

Proben 5–9: Die Mergel fallen mit 40–45° ein.

Lithologie: Dunkelgraue, teils milde, teils härtere, feinstglimmerige Mergel mit einzelnen Rostflecken und teilweise ockergelb verfärbten Kluftflächen.

Plankton: *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI), *Globotruncana conica* WHITE, *Gltr. contusa* (CUSHM.), *Gltr.* cf. *fornicata* PLUMMER, *Gltr. galeoidis* HERM, *Gltr. gansseri* BOLLI, *Gltr.* cf. *insignis* GANDOLFI, *Gltr. stuarti* (DE LAPPARENT), *Gltr. stuartiformis* DALBIEZ, *Gltr. ventricosa* WHITE und *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER).

Benthos: Ähnlich dem der vorhergehenden Proben. Die Arten *Gaudryina bavariana* CUSHM., *Bolivina decurrens* (EHRENBERG) und *Hoeglundina favosoides* (EGGER) lassen Anklänge an die Fazies

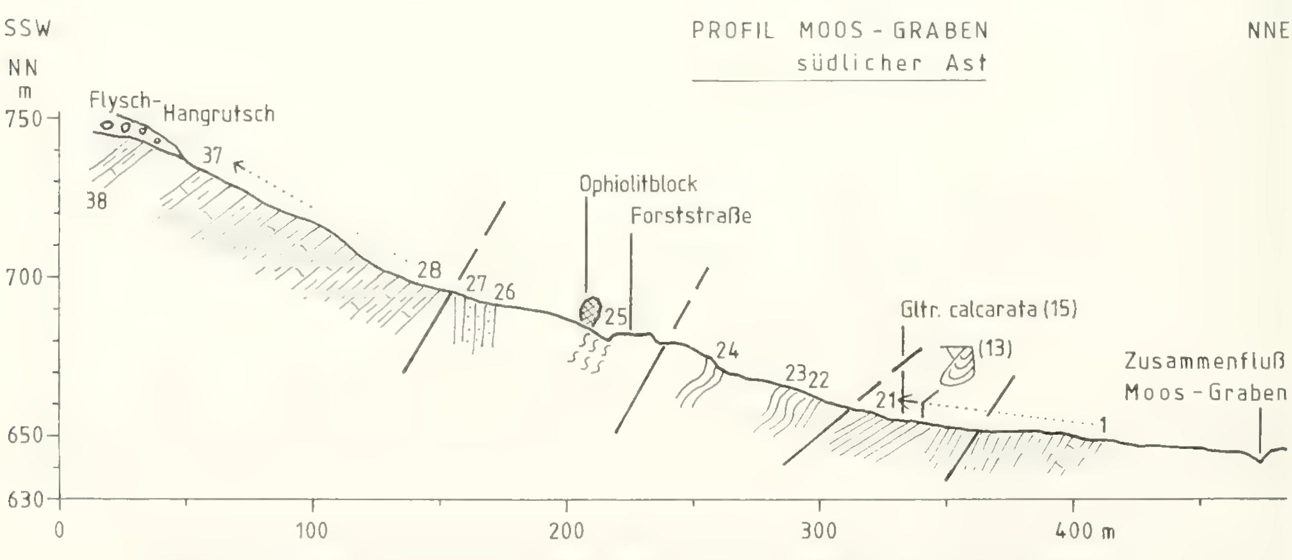


Abb. 2. Profil im Oberlauf des Moos-Grabens (SSW–NNE; siehe Pfeile in Abb. 1) mit Probenentnahmestellen.

der Gerhartsreiter Schichten erkennen. Weitere zusätzliche Arten sind: *Spiroplectammina dentata* (ALTH), *Heterostomella foveolata* (MARSSON), *Dorothia oxycona* (REUSS), *Bulimina arkadelphiana* CUSHM. & PARKER, *Pseudouvigerina cristata* (MARSSON) und *Globorotalites* cf. *rosaceus* MARTIN.

Alter: Ober-Maastricht, *Abathomphalus mayaroensis*-Zone.

Probe 10: Weiter bachaufwärts, unmittelbar unter Störung.

Lithologie: Dunkelgraue Mergel.

Plankton: *Globotruncana arca* (CUSHM.), *Gltr. contusa* (CUSHM.), *Gltr. gansseri* BOLLI, *Gltr. stuarti* (DE LAPPARENT) und *Gltr. stuartiformis* DALBIEZ.

Benthos: Bezeichnende Arten sind *Gaudryina bavariana* CUSHM., *Tritaxia selectiva* (HAGN), *Hoeglundina favosoides* (EGGER) und *H. elegans* (D'ORB.).

Alter: Mittleres Maastricht, *Globotruncana gansseri*-Zone.

Proben 11–14: Probe 11 wurde 40 cm über der Störung entnommen. Die Proben 12–14 entstammen einem nur wenige m mächtigen Schichtstoß.

Lithologie: Mittelgraue, untergeordnet auch hellgraue, blättrige bis stückig brechende Mergel, teilweise stark verruschelt, mit Inoceramenresten. In Probe 13 wurde das Skelett des Kieselschwamms *Ventriculites* gefunden.

Plankton: Das Artenspektrum entspricht demjenigen der Inoceramen-Mergel (S. 619). Von Probe zu Probe können leichte Schwankungen in der Arten-Diversität beobachtet werden.

Benthos: Sandschaler sind sehr häufig. In der Grobfraktion dominiert *Lituola* cf. *grandis* (REUSS). Ihre Gehäuse werden aus Kalkschlamm mit reichlich Jugendformen von meist pelagischen Foraminiferen aufgebaut (Taf. 4, Bild 4). Sandkörner wurden nicht agglutiniert. Daneben wurden große Gehäuse von *Lenticulina* und *Palmula cordata* (REUSS), berippte Kleinbrachiopoden sowie Asteroidenreste beobachtet.

In der feineren Fraktion treten vor allem Gehäuse der Gattungen *Arenobulimina* und *Plectina* auf. Ferner wurden *Pseudogaudryinella* cf. *capitosa* (CUSHM.), *Tritaxia selectiva* (HAGN) und *Gaudryina laevigata* FRANKE angetroffen. *Bolivina incrassata* REUSS ist durch eine schlanke Varietät vertreten, die normalerweise im höheren Ober-Campan auftritt.

Alter: Das Plankton zeigt die *gagnebini*-Subzone der *Globotruncana falsostuarti*-Zone (oberes Unter-Maastricht) an. Das Benthos spricht für ein etwas höheres Alter (etwa Wende Campan/Maastricht).

Probe 15: Diese Probe wurde nur 0,3 m von Probe 14 entfernt entnommen.

Lithologie: Hell- bis mittelgraue Mergel.

Plankton: Die leitende Art ist *Globotruncana calcarata* CUSHM. (Taf. 1, Bild 13–15).

Betnhos: Auch in dieser Probe tritt *Lituola* cf. *grandis* (REUSS) auf. Die übrigen Sandschaler lassen ebenfalls eine weitgehende Übereinstimmung mit Gattungen und Arten der Proben 11–14 erkennen. U. a. wurden *Arenobulimina obesa* (REUSS) und *A. puschi* (REUSS) bestimmt.

Alter: *Globotruncana calcarata*-Zone des obersten Ober-Campans.

Proben 16–21: Die Proben wurden in einer oberen Aufschlußgruppe gesammelt.

Lithologie: Hell- bis mittelgraue, ziemlich weiche, teilweise etwas blättrige Mergel, stellenweise mit Kalzitruscheln. Häufig kleine Pyrit- bzw. Brauneisenbutzen. Inoceramenreste.

Plankton: *Globotruncana arca* (CUSHM.), *Gltr. caliciformis* (DE LAPP.), *Gltr. fornicata* PLUMMER mit div. ssp., *Gltr. linneiana* (D'ORB.), *Gltr. obliqua* HERM, *Gltr. rosetta* (CARSEY), *Gltr. scutilla* GANDOLFI, *Gltr. stephensoni* PESSAGNO, *Gltr. stuartiformis* DALBIEZ, *Gltr. subspinosa* PESSAGNO und *Gltr. ventricosiformis* MASLAKOVA.

Benthos: Der Grobrückstand der Probe 21 enthält zahlreiche Gehäuse von *Lituola* sp., deren Gehäusewand zahlreiche feine Quarzkörner in wechselnder Menge einschließt. Daneben wurden jedoch auch Kleinforaminiferen beim Aufbau der Gehäuse verwendet (Taf. 4, Bild 3). Es hat hier zweifellos eine Materialauslese stattgefunden. Neben den Lituolen wurden Inoceramenprismen beobachtet.

Die Fauna zeigt starke Anklänge an diejenige der Pinswanger Schichten (HAGN 1953). Häufige Arten sind *Textularia agglutinans* D'ORB., *Tritaxia eggeri* (CUSHM.), *Tritaxia selectiva* (HAGN), *Tritaxilina laevigata* MARIE, *Gavelinella clementiana* (D'ORB.), *Gavelinella monterelensis* (MARIE), *Gavelinopsis involuta* (REUSS), *Cibicides beaumontianus* (D'ORB.), *Neoflabellina rugosa* (D'ORB.) s. l. und *Bolivinoides decoratus* (JONES).

Alter: *Globotruncana subspinosa*-Zone (partim) des Ober-Campans.

Proben 22–24: Im rechten und linken Grabenast, unterhalb der neuen Forststraße entnommen. Schlecht aufgeschlossen und angewittert.

Lithologie: Hell- bis mittelgraue, etwas plattige Mergel (Probe 24) bzw. rötlichgraue bis graurote Kalkmergel und Mergelkalke, tektonisch stark gestört (Proben 22–23). Als lose Blöcke wurden im Bachbett graugelblich-rötlich geflammte bzw. dunkelrote, grünlich gefleckte Biomikrite gefunden (Schliffe G 3776–3778 a/83). Die Gesteine sind stark zerwühlt.

Plankton: *Globotruncana coronata* BOLLI, *Gltr. linneiana* (D'ORB.) und *Gltr. pseudolinneiana* PESSAGNO. Die Art *coronata* zeigt Riesenwuchs. *Dicarinella asymetrica* (SIGAL) fehlt wohl aus palökologischen Gründen.

Benthos: Die spärliche Vergesellschaftung setzt sich hauptsächlich aus *Pseudospiroplectinata compressiuscula* (CHAPMAN), *Verneuilina muensteri* REUSS sowie *Gaudryina rugosa* D'ORB. und *G. carinata* FRANKE zusammen. Die Lagenidae werden vor allem durch Dentalinen vertreten.

Alter: Santon.

Bemerkungen: Dieser Horizont der Buntmergelserie entspricht dem Vorkommen am Diesselbach S Eisenärzt (Lokalität F 3 in HAGN et al. 1981, S. 244).

Probe 25: Hauptzweig des Südastes, nahe den Ophiolithblökken, oberhalb der neuen Forststraße.

Lithologie: Gelblichgraue, kalkige, verruschelte Mergel.

Plankton: *Globigerina linaperta* FINLAY und andere Globigerinen-Arten, *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), *Globigerinatheka* und *Pseudohastigerina micra* (COLE). Etwas kleinwüchsig.

Benthos: Außer seltenen Buliminen Fehlanzeige.

Alter: Lutet.

Bemerkungen: Die Eozänfauna ist mit Oberkreide-Foraminiferen verunreinigt.

Proben 26–27: Weiter bachaufwärts.

Lithologie: Schwarze bis schwärzlichgraue, sandige bis sandreiche Mergel. Feinglimmerig.

Plankton: Sehr selten kleinwüchsige Globotruncana.

Benthos: Sehr ärmlich. *Bathysiphon, Rhizammina, Haplophragmoides, Lenticulina, Nodosaria, Vaginulina, Bulimina, Pseudouvigerina cristata* (MARSSON), *Oridorsalis.*

Alter: Maastricht, Anklänge an Hachauer Schichten. Möglicherweise sind die Kreide-Foraminiferen in Paleozän umgelagert.

Proben 28–32: Weiter bachaufwärts, in einem engen Hangeinschnitt.

Lithologie: Hellgraue bis gelblichgraue, kalkreiche, teilweise plattige, häufig verruschelte Mergel.

Plankton: *Globotruncana arca* (CUSHM.), im Übergang zu *Gltr. stephensoni* PESSAGNO, *Gltr. elevata* (BROTZEN), *Gltr. flexuosa* VAN DER SLUIS, *Gltr. fornicata* PLUMMER, *Gltr. linneiana* (D'ORB.), *Gltr. obliqua* HERM und *Gltr. stuartiformis* DALBIEZ. Bezeichnend ist die Zunahme von *Gltr. caliciformis* (DE LAPP.) und das Erscheinen von *Gltr. patelliformis* GANDOLFI.

Benthos: Tritt stark zurück. Neben *Textularia agglutinans* D'ORB., *Gaudryina rugosa* D'ORB., *Dorothia pupa* (REUSS), *Trita-*

xia selectiva (HAGN), *Vaginulinopsis trilobata* (D'ORB.) und *Gavelinella monterelensis* (MARIE) wurden die Gattungen *Rhizammina*, *Ammodiscus*, *Pseudospiroplectinata*, *Haplophragmoides*, *Arenobulimina*, *Lenticulina* und *Pleurostomella* beobachtet.

Alter: *Globotruncana subspinosa*-Zone. Tieferes Ober-Campan.

Proben 33–37: Weiter bachaufwärts.

Lithologie: Ähnlich den vorhergehenden Proben. Plattige, teilweise stückig brechende, häufig verruschelte Kalkmergel. Probe 36a erwies sich im Dünnschliff (G 3779a/83) als hellgrauer, durch Bioturbation zerwühlter Biomikrit mit reichlich pelagischen Foraminiferen, darunter *Globotruncana elevata* (BROTZEN).

Plankton: *Globotruncana arca* (CUSHM.), *Gltr. coronata* BOLLI, *Gltr. elevata* (BROTZEN) vom Formtyp der *Gltr. andori* DE KLASZ, *Gltr. fornicata* PLUMMER, *Gltr. lapparenti* (DE LAPP.), *Gltr. scutilla* GANDOLFI und *Gltr. thalmanni* GANDOLFI.

Benthos: Wiederum stark zurücktretend. Die häufigsten Gattungen sind *Ammodiscus*, *Gaudryina*, darunter *G. laevigata* FRANKE, *Dorothia*, *Tritaxia*, *Heterostomella*, *Lenticulina*, *Dentalina*, *Eponides*, *Gavelinella* sowie *Stensioeina*, darunter *S. exsculpta* (REUSS). An Ostracoden wurde die Gattung *Bairdia* beobachtet.

Alter: *Globotruncana elevata*-Zone des Unter-Campans.

Bemerkungen: Die Fundschicht entspricht den Mergeln westlich der Blaserhütte an der neuen Forststraße (Lokalität B 3 h in HAGN et al. 1981, S. 128–129).

Probe 38: Letzte, aufgeschlossene Probe am Hang.

Lithologie: Mittelgrauer, etwas plattiger Mergel.

Plankton: *Dicarinella asymetrica* (SIGAL), *D. concavata* (BROTZEN), *Globotruncana elevata* (BROTZEN), *Gltr. coronata* BOLLI, *Gltr. lapparenti* BROTZEN, *Gltr. linneiana* (D'ORB.), *Gltr. fornicata manaurensis* GANDOLFI sowie *Globotruncanella coarctata* BOLLI.

Benthos: Die wenigen Gattungen und Arten verteilen sich auf *Gaudryina rugosa* D'ORB., *Verneuilina*, *Dorothia pupa* (REUSS), *Lenticulina*, *Dentalina*, *Frondicularia*, *Neoflabellina* und *Eponides*.

Alter: Obere *asymetrica*-Zone, Ober-Santon.

Probe 40: Südlicher Seitengraben des Nordastes des Moos-Grabens.

Lithologie: Hellgraue, etwas plattige, feinstglimmerige Mergel.

Plankton: Leitende Arten sind *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI) und *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER).

Benthos: Reiches sand- und kalkschaliges Benthos, ähnlich den Proben 5–9 (vgl. hierzu HAGN et al. 1981, S. 127, Unterlauf des Moos-Grabens).

Alter: Höheres Maastricht.

Probe 41: Nordast des Moos-Grabens, ca. 25 m oberhalb der Inoceramen-Fundstelle.

Lithologie: Mittelgraue, teilweise ockergelb verfärbte, kalkige Mergel.

Plankton, Benthos und Alter entsprechen den Mergeln der Inoceramen-Fundstelle (S. 619f.).

Proben 42–43: In einem kleinen südlichen Seitengraben des Südastes des Moos-Grabens entnommen.

Lithologie: Schwärzlichgraue, milde, feinstglimmerige Mergel, faziell an Gerhartsreiter Schichten erinnernd.

Plankton: Etwas zurücktretend, leitende Arten des Mittel-Maastrichts.

Benthos: Es sind starke Anklänge an die Fauna der Gerhartsreiter Schichten erkennbar (vgl. hierzu HAGN et al. 1981, S. 240–241). Namentlich seien *Gaudryina bavariana* CUSHM., *Tritaxia* cf. *eggeri* (CUSHM.), *Bulimina arkadelphiana* CUSHM. & PARKER, *Hoeglundina favosoides* (EGGER), *Gavelinella monterelensis* (MARIE), *G. pertusa* (MARSSON) sowie *Angulogavelinella gracilis* (MARSSON) genannt.

Alle Beobachtungen weisen darauf hin, daß der Baustil der Buntmergelserie südlich des helvetischen Aufbruchs im Bereich des Katzenloch-Grabens verhältnismäßig einfach ist. Wir erkennen einzelne Schuppen, die, obwohl in sich etwas gestört, zusammenhängende Profile aufweisen. Die Schichtfolgen liegen invers. Im Bereich der neuen Forststraße tritt zwischen den Kreideschuppen eine schmale Zone tertiärer Buntmergelserie auf (Abb. 2).

Der Oberlauf des Moos-Grabens ist damit durch eine mächtige Schichtfolge von nordultrahelvetischen Ablagerungen ausgezeichnet. Dies steht im Gegensatz zu den im Norden des helvetischen Fensters aufgeschlossenen Vorkommen, die tektonisch stark reduziert erscheinen und im Unterlauf des Moos-Grabens sogar mit Helvetikum verschuppt sind (S. 614).

Bemerkenswert sind ferner die faziellen und faunistischen Anklänge einzelner Horizonte der Buntmergelserie an Schichten des Helvetikums. So erinnern die Inoceramen-führenden Mergel des jüngsten Campans und des tieferen Maastrichts an Pattenauer Schichten. Auf die Ähnlichkeiten bestimmter Schichtglieder mit den Pinswanger bzw. Gerhartsreiter Schichten wurde weiter oben bereits hingewiesen. Dieser Befund läßt darauf schließen, daß die Buntmergelserie des Moos-Grabens zum nördlichen Teil des Nordultrahelvetikums zu rechnen ist.

Ferner zeigt diese Übersicht, daß die Inoceramen-Mergel, deren Foraminiferen-Fauna Gegenstand dieser Arbeit ist, einer nördlichen Schuppe des Südrahmens des helvetischen Fensters zuzuordnen sind. Auf sie wurde bereits von HAGN (1978, S. 209) und von HAGN et al. (1981, S. 112–115) aufmerksam gemacht.

2. DIE FORAMINIFEREN DER INOCERAMEN-MERGEL

Die Inoceramen-Mergel sind als mittelgraue, schwach grünstichige Kalkmergel und Mergelkalke ausgebildet. Sie erscheinen häufig stark zerwühlt (Bioturbation) und weisen zahlreiche dunkle Flecken auf, die manchmal gelblich-rostig verwittern. Ihre Bankdicken schwanken zwischen 5 und 30 cm. Infolge des wechselnden Tongehalts sind keine scharfen Bankgrenzen zu erkennen. Lagenweise treten konkretionsartige Verhärtungen von 1–5 cm Durchmesser auf, die sich schlierig im Sediment verlieren. Sie stehen meist mit Bohrgängen in enger Verbindung. Im Dünnschliff (G 3796 a/83) beobachtet man eine Anreicherung von Foraminiferen-Gehäusen, Schalenbruchstücken, meist von Inoceramen sowie von Echinodermen-Schutt. In diesen Gesteinspartien wurde die pelitische Grundmasse durch sekundäre Kalzitanlagerungen um Biogene (meist Inoceramenprismen) teilweise verdrängt. Sie erscheint daher feinsparitisch.

Den Inoceramen-Mergeln sind nur sehr vereinzelt winzige Quarzkörner eingestreut. Gelegentlich trifft man Phospho-

ritbröckchen an. Glaukonitkörner sind extrem selten. Pyrit tritt nicht allzu selten als Imprägnationsmittel auf (Schliff G 3798 a/83).

Als Besonderheit ist noch eine nur wenige mm mächtige Aufarbeitungslage zu erwähnen, in der Schalenreste von Inoceramen und von Ostreiden zusammen mit Mergelkalkgeröllchen in wirrer Lagerung anzutreffen sind (Schliff G 3797 a/83).

Die Mächtigkeit der untersuchten Ablagerungen beträgt nur wenige Meter. Von Bank zu Bank können geringe Schwankungen in der Verteilung einzelner Foraminiferen-Gattungen und -Arten beobachtet werden. So sind z. B. die jüngsten Anteile, die man als „Baculiten-Mergel" bezeichnen könnte, reicher an Sandschalern als die liegenden Schichten. In der folgenden Auflistung und Beschreibung der Foraminiferenfauna der Inoceramen-Mergel wurden die Unterschiede nicht berücksichtigt.

2.1 PLANKTON

Die Inoceramen-Mergel lieferten folgende Gattungen und Arten planktonischer Foraminiferen:

Globotruncana fornicata Plummer
Globotruncana patelliformis Gandolfi
Globotruncana contusa (Cushman)
Globotruncana trinidadensis Gandolfi
Globotruncana linneiana (d'Orb.)
Globotruncana obliqua Herm
Globotruncana arca (Cushman)
Globotruncana stephensoni Pessagno
Globotruncana ventricosa White
Globotruncana gagnebini Tilev
Globotruncana falsostuarti Sigal
Globotruncana stuartiformis Dalbiez
Globotruncana cf. *stuarti* (De Lapp.)
Globotruncanella havanensis (Voorwijk)
Rugoglobigerina rugosa (Plummer)
Rugoglobigerina pennyi Brönnimann
Archaeoglobigerina cretacea (d'Orb.)
Globigerinelloides volutus (White)
Pseudotextularia intermedia De Klasz
Pseudotextularia elegans (Rzehak)
Ventilabrella multicamerata De Klasz
Planoglobulina carseyae (Plummer)
Planoglobulina acervulinoides (Egger)
Racemiguembelina textulariformis (White)
Heterohelix striata (Ehrenberg)
Gublerina reniformis (Marie)

Zu den einzelnen Arten der Gattungen *Globotruncana* und *Globotruncanella* seien noch folgende Bemerkungen gemacht:

Globotruncana arca (Cushman)
(Taf. 1, Bild 21, 22)

1926 *Pulvinulina arca.* – Cushman, S. 23, Taf. 3, Fig. 1 (Mexico).
1983 *Globotruncana arca.* – Bellier, S. 93, Taf. 16, Fig. 7–12 (Tunesien).

Diese weltweit auftretende Art ist in den untersuchten Proben teilweise sehr reich vertreten. Auffallend ist bei den großen Formen die hohe Kammerzahl, die im letzten Umgang neun erreicht, und das breite, leicht zum Umbilicus geneigte Kielband. Im allgemeinen wird *Gltr. arca* im Maastricht seltener und tritt nur noch mit kleinen Formen auf. Hier, im Ultrahelvetikum, scheint nochmals ein Optimum der Entwicklung zu bestehen; die Stammform mit zwei kräftig ausgebildeten Kielen existierte neben der Abspaltung zu einkieligen Formen *(Gltr. stephensoni, Gltr. orientalis, Gltr. falsostuarti)* weiter.

Globotruncana cf. *contusa* (Cushman)
(Taf. 1, Bild 3)

1970 *Globotruncana walfischensis.* – Todd, S. 153, Taf. 5, Fig. 9 (Südatlantik).

Die Gruppe der *Gltr. contusa* ist außerordentlich variabel; dies drückt sich in der Literatur in einer Vielzahl von verwandten Arten und Unterarten aus. Inwieweit es sich hierbei um phänotypische Variationen oder um geographische Rassen handelt, ist noch unklar. In unseren Proben tritt ein Phänotyp auf, der große Ähnlichkeit zu *Gltr. walfischensis* Todd 1970 zeigt in den globulösen ersten Kammern, den zungenförmigen, geschwungenen Kammern des letzten Umganges und dem Verlust des Kieles auf den beiden letzten Kammern.

Aus den Erfahrungen der durchgehenden Profile der „Gosau" (Lattengebirge, Herm 1962) erscheinen diese Formtypen erst im höheren Teil des Unter-Maastrichts, kurz vor dem Erscheinen der *Gltr. gansseri.*

Globotruncana falsostuarti Sigal
(Taf. 1, Bild 10–12)

1952 *Globotruncana falsostuarti.* – Sigal, S. 43, Abb. 46 (Algerien).
1977 *Globotruncana falsostuarti.* – Linares Rodriguez, S. 252, Taf. 27, Abb. 3 (Südspanien).
1983 *Globotruncana falsostuarti.* – Bellier, S. 96, Taf. 17, Abb. 8–14 (Tunesien).

Diese auffällige, große Art (bis zu 9 Kammern im letzten Umgang) ist im mediterranen Bereich weitverbreitet (Marokko, Tunesien, Südspanien, Südalpen und Nordalpen). Sie stellt eine Hauptform in der Übergangsreihe von zweikieligen Arten der *arca*-Gruppe zu einkieligen Vertretern dar. So ist bei den Formen des Unter-Maastrichts auf den ersten Kammern des letzten Umganges ein Doppelkiel ausgebildet. Diese beiden Kiele konvergieren in der Mitte der jeweiligen Kammer, hierin liegt ein wesentlicher Unterschied zu *Gltr. esnehensis* Nakkady bzw. *Gltr. stephensoni* Pessagno. Auf den letzten Kammern verschwindet der Umbilikal-Kiel, und die Formen werden einkielig. Der Umbilikalraum ist groß, die Kammern ragen mit Tegilla-artigen Fortsätzen hinein. Die Mündungen sind intra- bzw. infralaminär. Die in unseren Proben auftretenden Formen gehören in die Übergangsreihe von der doppelkieligen *Gltr. arca* zu Ausbildungen von *Gltr. falsostuarti* im Ober-Maastricht, die im letzten Umgang vollständig einkielig sind (z. B. *Gltr. falsostuarti* bei Dupeuble 1969, Taf. 3, Fig. 10 a–c, Ober-Maastricht, West-Aquitaine).

Die weite Verbreitung, die gute Identifizierbarkeit und das Einsetzen über der *calcarata*-Zone favoritisiert diese Art zum namengebenden Zonen-Fossil für das Unter-Maastricht.

Globotruncana stuartiformis DALBIEZ
(Taf. 1, Bild 6, 8, 9)

1955 *Globotruncana (Globotruncana) elevata stuartiformis.* – DALBIEZ, S. 169, Abb. 10 (Tunesien).
1967 *Globotruncana stuartiformis.* – PESSAGNO, S. 357, Taf. 92, Abb. 1–3 (Mexico).
1983 *Globotruncanita stuartiformis.* – BELLIER, S. 105, Taf. 19, Fig. 7–12 (Tunesien).

Diese weitverbreitete und langlebige Form entwickelt sich aus der *Gltr. elevata.* Sie ist durch die dreieckige Form der Kammern auf der Dorsalseite charakterisiert. Die Bikonvexität ist stark variabel. Ferner zeigt die Kammerzahl und der Umriß starke Variationen. Im Unter-Maastricht, vor dem Einsetzen von *Gltr. gansseri,* entwickelt sich aus *Gltr. stuartiformis* die Formengruppe der *Gltr. stuarti.* Der Übergang ist fließend. Es bilden sich viereckige, trapezförmige Kammern auf der Dorsalseite aus bei geschlossenem Umriß. Diese trapezförmigen Kammern erscheinen sporadisch im letzten Umgang, werden aber z. T. wieder durch dreieckige Kammern abgelöst (vgl. *Gltr.* cf. *stuarti,* Taf. 1, Bild 7). Ferner schließen sich die Kammern auf der Ventralseite dicht zusammen bei zunehmender Konvexität. Besonders im oberen Unter-Maastricht, vor dem Einsetzen der *Gltr. gansseri,* ist ein breites Spektrum von Übergangsformen zu beobachten.

Globotruncana trinidadensis GANDOLFI
(Taf. 1, Bild 16–20)

1955 *Globotruncana caliciformis trinidadensis.* – GANDOLFI, S. 47, Taf. 3, Fig. 2 (Kolumbien).
1967 *Globotruncana trinidadensis.* – PESSAGNO, S. 359, Taf. 84, Fig. 4–12 (Mexico, Texas).
1983 *Globotruncana* cf. *trinidadensis.* – BELLIER, S. 88, Taf. 15, Fig. 10–12 (Tunesien).

Diese Form entwickelt sich aus dem *Gltr. fornicata*-Stamm. So wurden solche Formen oft als *Gltr. caliciformis* abgebildet (siehe Synonymie-Liste bei PESSAGNO 1967), wenn die Dorsalseite stärker gewölbt ist. Typisch ist jedoch das bikonvexe Profil, wobei in unseren Proben Formen mit etwas stärker gewölbter Umbilikalseite auftreten. In den ersten Kammern des letzten Umganges sind noch 2 Kiele vorhanden, es folgt meist einer, der auf der letzten Kammer ebenfalls fast verschwinden kann. Frühe Kammern zeigen gerundete, globigeriniforme Ausbildung.

Bezeichnend ist, daß diese Entwicklungsformen, die innerhalb eines Umganges die Tendenz zur Einkieligkeit zeigen (wie in unseren Proben) in der Literatur meist aus *falsostuarti – stuartiformis* Vergesellschaftungen vor dem Auftreten von typischen *Gltr. gansseri* angegeben werden (PESSAGNO 1967, BELLIER 1983).

Globotruncanella havanensis (VOORWIJK)
(Taf 1, Bild 4)

1937 *Globotruncana havanensis.* – VOORWIJK, S. 195, Taf. 1, Fig. 25, 26, 29 (Kuba).
1962 *Globotruncana citae* BOLLI. – HERM, S. 69, Taf. 7, Fig. 1 (Nördliche Kalkalpen).
1983 *Globotruncanella havanensis.* – BELLIER, S. 117, Taf. 4, Fig. 4–7 (Tunesien).

Diese kosmopolitische Art setzt im Ultrahelvetikum ebenso wie im Gosaubecken von Reichenhall (HERM, 1962) und in Tunesien (BELLIER, 1983) erst über der *calcarata*-Zone ein. Die Variation betrifft den mehr oder weniger gelappten Umriß und die Konvexität der Dorsalseite; ebenso ist die Zuspitzung der Peripherie der letzten Kammern und die Ausbildung eines Kieles, der einem imperforierten Band aufgesetzt wird, unterschiedlich; z. T. kann der Kiel ganz fehlen.

2.2 BENTHOS

Das reiche sand- und kalkschalige Benthos setzt sich aus folgenden Gattungen und Arten zusammen:

Bathysiphon sp.
Rhizammina sp.
Saccammina placenta (GRZYBOWSKI)
Ammodiscus glabratus CUSHMAN & JARVIS
Glomospira sp.
Trochamminoides coronatus (BRADY)
Haplophragmoides eggeri CUSHMAN
Recurvoides sp.
Lituola cf. *grandis* (REUSS)
Spiroplectammina dentata (ALTH)
Spiroplectammina laevis cretosa CUSHMAN
Textularia agglutinans D'ORBIGNY
Verneuilina muensteri REUSS
Gaudryina cretacea (KARRER)
Gaudryina faujasi (REUSS)
Gaudryina rugosa D'ORBIGNY
Dorothia bulletta (CARSEY)
Dorothia oxycona (REUSS)
Dorothia pupa (REUSS)
Heterostomella foveolata (MARSSON)
Plectina ruthenica (REUSS)
Tritaxia amorpha (CUSHMAN)
Tritaxia cf. *anglica* (CUSHMAN)
Tritaxis eggeri (CUSHMAN)
Tritaxia cf. *rivicataractae* (v. HILLEBRANDT)
Tritaxia tricarinata (REUSS)
Tritaxilina laevigata MARIE
Eggerella trochoides (REUSS)
Lenticulina sp. sp.
Dentalina sp. sp.
Frondicularia sp. sp.
Planularia complanata (REUSS)
Neoflabellina reticulata (REUSS)
Neoflabellina numismalis (WEDEKIND)
Neoflabellina rugosa leptodisca (WEDEKIND)
Neoflabellina rugosa cf. *caesata* (WEDEKIND)
Vaginulina cf. *taylorana* CUSHMAN
Praebulimina laevis (BEISSEL)

Reussella szajnochae (Grzybowski)
Bolivina incrassata Reuss
Bolivina limbosa (Cushman)
Bolivinoides draco draco (Marsson)
Bolivinoides draco miliaris Hiltermann & Koch
Pseudouvigerina cristata (Marsson)
Pleurostomella subnodosa Reuss
Eponides beisseli Schijfsma
Gyroidinoides umbilicatus (d'Orb.)
Valvulineria allomorphinoides (Reuss)
Osangularia lens Brotzen
Stensioeina labyrinthica Cushman & Dorsey
Gavelinella monterelensis (Marie)
Gavelinella pertusa (Marsson)
Gavelinella rubiginosa (Cushman)
Gavelinella sp.
Angulogavelinella gracilis (Marsson)
Gavelinopsis involuta (Reuss)
Gavelinopsis voltziana (d'Orb.)
Globorotalites cf. *rosaceus* Martin
Cibicides beaumontianus (d'Orb.)
Pullenia cretacea Cushman
Allomorphina cretacea Reuss

Daneben wurden noch Arten der Gattungen *Nodosaria, Marginulina, Saracenaria, Astacolus, Pseudonodosaria, Falsopalmula, Guttulina, Ramulina, Fissurina* u. a. beobachtet. Ferner wurden Kleinbrachiopoden, Inoceramen-Prismen, die Ostracoden-Gattungen *Cytherella, Bairdia, Krithe* und *Phacorhabdotus* sowie Koprolithen angetroffen.

Zu einzelnen Gattungen und Arten seien folgende Bemerkungen gemacht:

Spiroplectammina dentata (Alth)
(Taf. 2, Bild 1)

1850 *Textularia dentata* Alth. – Alth, S. 262, Taf. 13, Fig. 13 (Lemberg).
1980 *Spiroplectammina dentata* (Alth, 1850). – Schreiber, S. 131, Taf. 2, Fig. 11 (Krappfeld).
1982 *Spiroplectammina dentata* (Alth). – Beckmann et al., S. 113, Taf. 4, Fig. 14 (Bergamo).

Die flachen, an der Peripherie gezackten Gehäuse dieser Art wurden auch im Oberen Maastricht und im Dan (Buntmergelserie) des Unterlaufs des Moos-Grabens gefunden (Hagn et al. 1981, S. 125, 127).

Textularia agglutinans d'Orbigny
(Taf. 2, Bild 2)

1839 *Textularia agglutinans* d'Orbigny. – d'Orbigny, S. 144, Taf. 1, Fig. 17–18, 32–34 (Kuba).
1953 *Textularia agglutinans* d'Orbigny, 1839. – Hagn, S. 10–11, Taf. 1, Fig. 6–7 (Bayer. Helvetikum).

Die Art ist in der europäischen Oberkreide (u. a. Nord- und Mitteldeutschland, Holland, Pariser Becken) weitverbreitet. Die vorliegenden Gehäuse stimmen sowohl mit der Erstbeschreibung als auch mit Exemplaren aus den Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan) des bayerischen Helvetikums gut überein. Die stattliche Art ist durch fast horizontal verlaufende Nähte ausgezeichnet.

Gaudryina faujasi (Reuss)
(Taf. 2, Bild 3)

1862 *Textilaria faujasi* Reuss. – Reuss, S. 320, Taf. 3, Fig. 9 (Maastricht).
1937 *Gaudryina faujasi* (Reuss). – Cushman, S. 39, Taf. 5, Fig. 17–20; Taf. 6, Fig. 1, 2 (Maastricht, Hannover, New Jersey, Texas).

Ein Teil der verhältnismäßig seltenen Gaudryinen der Inoceramen-Mergel läßt sich am ehesten mit *G. faujasi* identifizieren. Die beiden nächstverwandten Arten sind *G. rugosa* d'Orb. und *G. cretacea* (Karrer). Erstere erscheint im erwachsenen Stadium schlanker und besitzt einen ausgeprägteren triserialen, dreikantigen Anfangsteil. Die letztgenannte Art wirkt hingegen etwas plumper und weist stärker zerlappte Gehäusekanten auf.

Heterostomella foveolata (Marsson)
(Taf. 2, Bild 4)

1878 *Tritaxia foveolata* Marsson. – Marsson, S. 161, Taf. 3, Fig. 30 (Rügen).
1980 *Heterostomella foveolata* (Marsson, 1878). – Schreiber, S. 136, Taf. 3, Fig. 7, 8 (Krappfeld).

Die nächstverwandte Art ist *H. rugosa* (d'Orb.) aus der Weißen Schreibkreide des Pariser Beckens, die aber eine stärker zerklüftete Oberfläche aufweist. *H. foveolata* ist im Maastricht des bayerischen Helvetikums und Nordultrahelvetikums allenthalben anzutreffen.

Tritaxia cf. *anglica* (Cushman)
(Taf. 2, Bild 6; Taf. 3, Bild 1, 2; Taf. 4, Bild 5)

In den hangenden Partien der Inoceramen-Mergel („Baculiten-Mergel") tritt sehr häufig eine stattliche Art der Gattung *Tritaxia* (früher *Pseudoclavulina)* auf, deren Gehäuse häufig 2,5 mm und darüber messen. Auf das dreieckige Initialstadium folgt ein Kammerpaar, das durch bis zu 6 uniseriale Kammern abgelöst wird. Die Nähte sind im jüngsten Wachstumsabschnitt mäßig tief bis tief eingesenkt. Die Oberfläche erscheint grob agglutiniert, da die Gehäusewand zahlreiche Kleinforaminiferen einschließt (Taf. 4, Bild 5). Das Dach der uniserialen Kammern ist nur schwach nach oben gewölbt (Taf. 3, Bild 1, 2). Die Mündung ist einfach, meist kreisrund, seltener verlängert und schwach gelappt, aber ohne Zahn.

Die vorliegenden Gehäuse lassen sich am ehesten mit *Tritaxia anglica* (Cushman) aus dem nordeuropäischen Alttertiär vergleichen (Cushman 1937, S. 111–112, Taf. 15, Fig. 26, 27). Eine artliche Übereinstimmung scheint jedoch noch nicht gesichert. Die Gehäuse aus dem Moos-Graben zeigen ferner eine gewisse Ähnlichkeit mit *Tritaxia eggeri* Schreiber (non Cushman) aus dem Unter-Maastricht von Kärnten (Schreiber 1980, S. 136–137, Taf. 5, Fig. 1–3), doch verlaufen ihre Nähte regelmäßiger, auch ist die Zahl der uniserialen Kammern größer.

Tritaxia eggeri Schreiber ist übrigens mit *Tritaxia eggeri* (Cushman) homonym, jedoch nicht synonym (vgl. die nachfolgende Beschreibung). Der neue Name ist demnach nicht valid.

Tritaxia eggeri (CUSHMAN)
(Taf. 2, Bild 7, 8; Taf. 3, Bild 3, 4)

1937 *Pseudoclavulina eggeri* CUSHMAN. – CUSHMAN, S. 111, Taf. 15, Fig. 22–25 (Gerhartsreit).
1980 *Tritaxia tripleura* (REUSS, 1864). – SCHREIBER, S. 136, Taf. 3, Fig. 4–6; Taf. 5, Fig. 4–5 (Kärnten).

Eine zweite Art der Gattung *Tritaxia* (olim *Pseudoclavulina)* erscheint zierlicher (Länge bis maximal 2 mm) und feiner agglutiniert. Der dreikantige Umriß des Anfangsstadiums kann zunächst noch auf die einzeilig angeordneten Kammern übergreifen, verliert sich dann aber. Die jüngsten Kammern sind drehrund, ihre Nähte tief eingesenkt. Die jüngsten Kammern erscheinen manchmal deformiert (Taf. 2, Bild 7). Das Dach der uniserialen Kammern ist steil nach oben gebogen (Taf. 3, Bild 3). Die Gehäusewand enthält vereinzelt Quarzkörner (Taf. 3, Bild 4), ein Mineral, das dem ehemaligen Kalkschlamm nur sehr vereinzelt eingestreut ist (S. 618).

Tritaxia eggeri, die nicht mit der homonymen *T. eggeri* bei SCHREIBER (1980, S. 136–137, Taf. 5, Fig. 1–3) verwechselt werden darf, wurde zuerst aus den Gerhartsreiter Schichten (Mittel-Maastricht) des Gerhartsreiter Grabens SE Siegsdorf beschrieben. Die Art ist auch in den Pattenauer Schichten (Unter-Maastricht) des Wehrprofils S Siegsdorf anzutreffen (HAGN et al. 1981, S. 234), Ablagerungen, die den Inoceramen-Mergeln des Moos-Grabens faziell weitgehend entsprechen.

Tritaxia amorpha (CUSHMAN)
(Taf. 2, Bild 9)

1926 *Clavulina amorpha* CUSHMAN. – CUSHMAN, S. 589, Taf. 17, Fig. 3 (Mexiko).
1937 *Pseudoclavulina amorpha* (CUSHMAN). – CUSHMAN, S. 109, Taf. 15, Fig. 14, 15 (Mexiko).
?1953 *Clavulinoides selectiva* HAGN. – HAGN, S. 17, Taf. 1, Fig. 21 (Bayer. Helvetikum).
1982 *Tritaxia amorpha* (CUSHMAN). – BECKMANN et al., S. 113, Taf. 4, Fig. 22 (Bergamo).

Tritaxia amorpha ist eine plumpe, gedrungene, wenig gegliederte Art mit stark gerundeten Gehäusekanten. Die Zahl der uniserialen Kammern ist gering. Ihr Erscheinungsbild unterscheidet sich daher von dem anderer *Tritaxia*-Arten in wesentlichen Zügen.

Tritaxia selectiva (HAGN) aus den Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan) des Helvetikums von Neubeuern am Inn ist mit *T. amorpha* zweifellos sehr nahe verwandt. Möglicherweise kann das kleine Mündungshälschen bei *T. selectiva* gegenüber *T. amorpha* als Unterscheidungsmerkmal dienen. Es wäre ferner zu prüfen, ob auch die amerikanische Art ähnlich der bayerischen Spezies auffallendes Fremdmaterial in die Gehäusewand einbringt. Bis zur Entscheidung dieser Frage sei der ältere Artnamen bevorzugt.

Tritaxien, die in die *amorpha/selectiva*-Gruppe gehören, sind in der Buntmergelserie des Moos-Grabens nicht selten (S. 616f.). Bei der Beschreibung der einzelnen Schichtglieder wurde noch die Bezeichnung *T. selectiva* verwendet.

Dorothia pupa (REUSS)
(Taf. 2, Bild 11)

1860 *Textilaria pupa* REUSS. – REUSS, S. 232, Taf. 13, Fig. 4 (Westfalen).
1953 *Dorothia pupa* (REUSS), 1860. – HAGN, S. 25, Taf. 2, Fig. 19–22 (Bayer. Helvetikum).
1980 *Dorothia pupa* (REUSS, 1860). – SCHREIBER, S. 138–140, Taf. 3, Fig. 9–14 (Kärnten).

Bezüglich dieser Art sei auf die ausführliche Darstellung bei SCHREIBER (1980) verwiesen.

Plectina ruthenica (REUSS)
(Taf. 2, Bild 5)

1851 *Gaudryina ruthenica* REUSS. – REUSS, S. 25, Taf. 4, Fig. 4 (Lemberg).
1937 *Plectina ruthenica* (REUSS). – CUSHMAN (A Monograph of the Foraminiferal Family Valvulinidae), S. 105, Taf. 11, Bild 10–14 (Lemberg, Rügen, Aachen).

Diese schlanke Art mit ihrer nahezu scheitelständigen Mündung ist im Maastricht des bayerischen Alpenvorlandes ziemlich häufig anzutreffen.

Tritaxilina laevigata MARIE
(Taf. 2, Bild 10)

1941 *Tritaxilina laevigata* MARIE. – MARIE, S. 40, Taf. 8, Fig. 79–81 (Pariser Becken).
1953 *Tritaxilina laevigata* MARIE. – HAGN, S. 27–28, Taf. 2, Fig. 17; Textabb. 4 (Bayer. Helvetikum).

Die vorliegenden Gehäuse stimmen in allen Einzelheiten mit Exemplaren aus den Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan) von Pinswang bei Neubeuern am Inn überein. Dünnschliffe zweier Gehäuse (hier nicht abgebildet) zeigen ebenfalls eine ziemlich dicke, für die Gattung *Tritaxilina* charakteristische Gehäusewand sowie Reste einer inneren Chitinhülle.

Neoflabellina reticulata (REUSS)
(Taf. 2, Bild 12)

1851 *Flabellina reticulata* REUSS. – REUSS, S. 30, Taf. 2, Fig. 22 (Lemberg).
1940 *Flabellina reticulata* REUSS. – WEDEKIND, S. 201–202, Taf. 11, Fig. 1–3 (Lemberg).

Diese an ihrer feinen Netzskulptur leicht erkennbare Leitart für das Maastricht kommt in den vorliegenden Proben nur sehr selten vor. Der Umriß der Gehäuse entspricht weitgehend dem von *N. rugosa leptodisca* (WEDEKIND), die Spira ist vom erwachsenen Teil etwas abgesetzt, die Seitenränder sind breit geschwungen.

Neoflabellina numismalis (WEDEKIND)
(Taf. 2, Bild 13)

1940 *Flabellina numismalis* WEDEKIND. – WEDEKIND, S. 200, Taf. 9, Fig. 1–3; Taf. 11, Fig. 8–9 (Norddeutschland).
1980 *Neoflabellina* sp. aff. *N. numismalis* (WEDEKIND) VAN HINTE. – SCHREIBER, Taf. 1, Fig. 8 (Krappfeld).

Gehäuse breit gerundet. Die Spira wird von den Ausläufern der reitenden Kammern weitgehend umfaßt. Mündungsbögen und -zinken vorhanden, diejenigen der jüngeren Kammern zunehmend komplizierter. Oberfläche papillat.

Auch diese Art ist im vorliegenden Material äußerst selten. Es ist daher nicht möglich, ihre Variationsbreite zu erfassen. Neoflabellinen treten im Ultrahelvetikum sehr stark zurück. OHMERT (1969, S. 21) führte diese Beobachtung auf die große Ablagerungstiefe zurück. Das Genus *Neoflabellina* bevorzugte vielmehr flache, küstennahe Ablagerungsräume.

Neoflabellina rugosa leptodisca (WEDEKIND)
(Taf. 2, Bild 14)

1940 *Flabellina leptodisca* WEDEKIND. – WEDEKIND, S. 200, Taf. 9, Fig. 11–15 (Norddeutschland).
1957 *Neoflabellina rugosa* (D'ORBIGNY) *leptodisca* (WEDEKIND). – HILTERMANN & KOCH, S. 278–279, Taf. 7, 10, 11, 14; Fig. 1–9, 28–32, 36, 41, 42 (Norddeutschland).

Gehäuse dünnscheibig, breit deltoidal, die größte Breite ist gegenüber *N. numismalis* mehr zum jüngeren Teil hin verlagert. Die Spira erscheint stärker abgesetzt. Mündungsfiguren kompliziert. Die Oberfläche ist mit Warzen und mit einzelnen Leisten verziert.

WEDEKIND (1940) schuf als erster eine Feinstratigraphie der nordwestdeutschen Oberkreide mit Hilfe von Neoflabellinen. Die meisten seiner zahlreichen neuen Arten sind mit *N. rugosa* (D'ORB.) aus dem Campan des Pariser Beckens sehr nahe verwandt. HILTERMANN & KOCH (1957, S. 274 usf.) schlugen daher vor, einige davon als Subspezies von *N. rugosa* zu behandeln (vgl. hierzu HAGN 1953, S. 57 usf.).

Neoflabellina rugosa cf. *caesata* (WEDEKIND)
(Taf. 2, Bild 15, 16)

Zwei kleinere, schlankere Gehäuse der Gattung *Neoflabellina* können nur mit Vorbehalt zu *N. rugosa caesata* gestellt werden (vgl. hierzu WEDEKIND 1940, S. 199, Taf. 9, Fig. 8; HILTERMANN & KOCH 1957, S. 280–281, Taf. 8, 10, 11, 14; Fig. 10–18, 28, 29, 33–35, 39, 40). Möglicherweise liegen auch Jugendformen vor.

Vaginulina cf. *taylorana* CUSHMAN
(Taf. 2, Bild 17)

1953 *Vaginulina* cf. *taylorana* CUSHMAN, 1938. – HAGN, S. 53–54, Taf. 5, Fig. 15 (Bayer. Helvetikum).

Die Gehäuse aus dem Moos-Graben stimmen mit Exemplaren aus den Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan) von Neubeuern am Inn gut überein. Die aus der Taylor Formation von Texas stammende Art (CUSHMAN 1938, S. 36, Taf. 5, Fig. 19) wird von SCHREIBER (1980, S. 167) mit *Vaginulina trilobata* (D'ORB.) aus dem Campan des Pariser Bekkens vereinigt. Dieser stark erweiterten Artfassung vermögen sich die Verfasser nicht anzuschließen.

Praebulimina laevis (BEISSEL)
(Taf. 2, Bild 18)

1891 *Bulimina laevis* BEISSEL. – BEISSEL, S. 66, Taf. 12, Fig. 39–43 (Aachen).
1980 *Praebulimina laevis* (BEISSEL, 1891). – SCHREIBER, S. 172–173, Taf. 13, Fig. 9 (Kärnten).

Eine stark geblähte, glattwandige Art, die im Maastricht des bayerischen Alpenvorlandes weit verbreitet ist.

Bolivina incrassata REUSS
(Taf. 2, Bild 19; Taf. 3, Bild 5–12)

1850 *Bolivina incrassata* REUSS. – REUSS, S. 45, Taf. 5, Fig. 13 (Lemberg).
1956 *Bolivina incrassata gigantea* WICHER. – WICHER, S. 120, Taf. 12, Fig. 2, 3 (Nordwestdeutschland).
1980 *Bolivina incrassata* REUSS, 1850. – SCHREIBER, S. 174–175, Taf. 13, Fig. 14, 15 (Kärnten).

Die für das Maastricht bezeichnenden großen und breiten Gehäuse treten in den vorliegenden Vergesellschaftungen in großer Individuenzahl auf. Nach WICHER (1956, S. 120) müßte man sie als *B. incrassata gigantea* bezeichnen (vgl. hierzu die Diskussion bei SCHREIBER 1980, S. 175).

Medianschnitte einiger Gehäuse weisen auf das Vorliegen verschiedener Generationsformen hin. Das in Bild 11 auf Taf. 3 abgebildete Gehäuse entspricht wohl der mikrosphärischen Generation, während der normalen megalosphärischen Generation (A_1) die Gehäuse 5, 7, 8, 9, 10 und 12 angehören. Das verhältnismäßig kleine Gehäuse mit besonders großer Anfangskammer („Gigantosphäre") in Bild 6 derselben Tafel kann als A_2-Generation gedeutet werden (vgl. hierzu SCHREIBER 1980, S. 175). Innerhalb der megalosphärischen Generation scheint das Längen/Breiten-Verhältnis stark zu schwanken.

Ferner zeigen die Dünnschliffe, daß die Kammerscheidewände einzelner Gehäuse mehr oder weniger vollständig aufgelöst wurden (Taf. 3, Bild 8, 9, 11 und 12). Die dadurch geschaffenen Hohlräume sind mit Mikrit bzw. Mikrosparit ausgefüllt.

Bolivinoides draco miliaris HILTERMANN & KOCH
(Taf. 2, Bild 20)

1950 *Bolivinoides draco miliaris* HILTERMANN & KOCH. – HILTERMANN & KOCH, S. 604 usf., Taf. 2–4, Nr. 39; Taf. 5, Nr. 39 (Nordwestdeutschland).
1980 *Bolivinoides draco miliaris* HILTERMANN & KOCH. – SCHREIBER, Taf. 1, Fig. 10 (Kärnten).

Neben *B. draco draco* (MARSSON) kommt im vorliegenden Material auch die durch ihre in einzelne Körner aufgelösten Rippen gekennzeichnete Unterart *miliaris* vor. Sie reicht im Alpenvorland nur bis in das tiefe Maastricht.

Reussella szajnochae (GRZYBOWSKI)
(Taf. 2, Bild 21)

1896 *Verneuilina Szajnochae* GRZYBOWSKI. – GRZYBOWSKI, S. 287, Taf. 9, Fig. 19 (Polnische Karpaten).
1954 *Reussella szajnochae szajnochae* (GRZYBOWSKI). – DE KLASZ & KNIPSCHEER, S. 600–601, Tab., Fig. 4–7 (Bayer. Ultrahelvetikum).

1956 *Reussella szajnochae szajnochae* (GRZYBOWSKI). – WICHER, Taf. 12, Fig. 1 (Gosaubecken von Gams).
1980 *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI, 1896). – SCHREIBER, S. 178–179, Taf. 13, Fig. 5, 7, 8 (Kärnten).

Diese charakteristische Art kommt im Unter-Maastricht nur in wenigen Exemplaren vor. Das abgebildete Gehäuse stellt eine Jugendform dar. Großwüchsige Gehäuse dieser Spezies treten im Oberen Maastricht des Unterlaufs des Moos-Grabens häufig auf (HAGN et al. 1981, S. 127–128). *Reussella szajnochae* scheint im Alpenvorland auf das Ultrahelvetikum beschränkt zu sein. Ihr wurde von DE KLASZ & KNIPSCHEER (1954) eine eigene Studie gewidmet.

3. FOLGERUNGEN

3.1 BIOSTRATIGRAPHIE

Die Analyse der planktonischen Foraminiferen ergab eine Einstufung in das obere Unter-Maastricht, und zwar in die *gagnebini*-Subzone innerhalb der *falsostuarti*-Zone (entsprechend der Gliederung von BELLIER 1983, BELLIER et al. 1983).

Der gesamte Aufschluß der Inoceramen-Mergel zeigt trotz gewisser Schwankungen in der Diversität der Arten von Bank zu Bank keinerlei faßbaren Altersunterschied.

Als Vergleich für die stratigraphische Einstufung wurden vollständige Profile aus den Nördlichen Kalkalpen (Gosau), aus Nordspanien (Zumaya), von Südspanien (Malaga) und Nordafrika (Tunesien, El Kef) herangezogen.

Die Untergliederung des Unter-Maastrichts im Intervall nach dem Erlöschen der *Gltr. calcarata* und vor dem Einsetzen der *Gltr. gansseri* bereitete Schwierigkeiten, da in einigen Artenreihen morphogenetische fließende Übergänge stattfanden und scharf zu definierende, neu einsetzende Arten fehlen. Es wurden daher in der Literatur Intervall-Zonen aufgestellt („partial concurrent range zones"), die nach meist langlebigen Arten benannt wurden. Als Beispiele hierfür seien die *Gltr. lapparenti tricarinata*-Zone (BOLLI 1966), die *Gltr. fornicata-stuartiformis* assemblage-Zone mit *Gltr. lapparenti* s. str. sowie die *Rugoglobigerina subpennyi*-Zonula (PESSAGNO 1967), die *Gltr. stuartiformis*-Zone (POSTUMA 1971) und die *Gltr. arca*-Zone (DALBIEZ 1955; KASSAB 1973) angeführt.

Die Verwendung von Rugoglobigerinen und *Globigerinelloides* (wie PERYT, 1980, im borealen Bereich) trifft wegen des regional stark unterschiedlichen Auftretens dieser Gattungen auf Schwierigkeiten.

Gltr. falsostuarti wurde als Intervall-Zonenfossil zuerst von SALAJ & SAMUEL (1966) in den Karpaten verwendet. Diese Zone wurde in Tunesien weiter präzisiert (SALAJ & MAAMOURI 1971, SALAJ 1980, BELLIER 1983). Eine Untergliederung in eine tiefere *Rugotruncana subcircumnodifer*-Subzone (folgend PESSAGNO 1967 und LINARES RODRIGUEZ 1977) und in eine höhere *Globotruncana gagnebini*-Subzone wurde von BELLIER et al. (1983) vorgeschlagen. Die Einführung einer *Gltr. gagnebini*-Subzone erscheint gerechtfertigt, da auch außerhalb Tunesiens *Gltr. gagnebini* vor *Gltr. gansseri* einsetzt (HERM 1962, Nördliche Kalkalpen).

Bei den Globotruncanidae setzt sich im Unter-Maastricht die fließende Veränderung von der Zweikieligkeit zur Einkieligkeit fort, so in den Reihen:

stuartiformis – stuarti und *conica,*
arca – stephensoni – falsostuarti,
ventricosa – gagnebini – gansseri.

So zeigen viele Individuen im letzten Umgang sowohl zweikielige als auch einkielige Kammern. Das Unter-Maastricht ist eine Überlappungszone von

stuartiformis und *stuarti,*
caliciformis und *contusa,*
patelliformis und *contusa,*
ventricosa und *gagnebini.*

Als auslaufende Endformen von Entwicklungsreihen treten auf:

arca – stephensoni sowie
ventricosa – ventricosiformis.

Im oberen Teil des Unter-Maastrichts setzt eine starke Artenaufspaltung bei den Rugoglobigerinen ein, meist aus der Stammform *Rugoglobigerina rugosa;* die neu auftretenden Arten dienen dann zur Charakterisierung des mittleren und oberen Maastrichts.

Die hier behandelten Inoceramen-Mergel liegen zeitlich vor dieser Spezifikation.

Die Entwicklungsreihen der Heteroheliciden sind nur bedingt zur stratigraphischen Unterteilung zu verwenden, es fehlen noch ausreichende Eichungen an kompletten Profilserien.

Als typische Arten des Unter-Maastrichts sind vorhanden: *Planoglobulina acervulinoides, Planoglobulina carseyae, Pseudotextularia elegans* und *Racemiguembelina textulariformis.* Es fehlen jedoch noch die für das mittlere und obere Maastricht typischen Formen *Racemiguemgelina varians* und *Rac. fructicosa.*

Die benthonischen Foraminiferen weisen ebenfalls auf Unter-Maastricht hin. Die vorliegende Fauna zeigt eine weitgehende Übereinstimmung mit dem sand- und kalkschaligen Benthos der Pemberger Folge von Klein-Sankt Paul im Krappfeld (Kärnten), die ebenfalls in das Unter-Maastricht eingestuft wurde (SCHREIBER 1980; vgl. hierzu HAGN et al. 1981, S. 113–114).

Die an der Inoceramen-Fundstelle gesammelten Rostren von *Belemnella* und *Belemnitella* wurden von SCHULZ & SCHMID (1983, dieses Heft) bearbeitet. Demnach sind die Inoceramen-Mergel in die untere bis mittlere *Belemnella sumensis*-Zone der nordwestdeutschen Schreibkreidegliederung zu stellen.

Das Nannoplankton erfuhr durch ČEPEK (1983, dieses Heft) eine eingehende Darstellung. Die Fundschichten gehö-

ren der *Arkhangelskiella cymbiformis*-Zone an (vgl. hierzu MARTINI in HAGN et al. 1981, S. 114).

Die wenigen Echinodermen-Funde derselben Fundstelle fanden in SCHULZ (1983, dieses Heft) ihren Bearbeiter. Die Seelilien und Seeigel zeigen enge Beziehungen zum Maastricht Nordafrikas und des Kaukasus.

Die ebenfalls geborgenen Ammoniten erlauben infolge ihres schlechten Erhaltungszustandes keine artliche Bestimmung. Herr Dr. H. IMMEL, München, dem wir die Bestimmungen verdanken, konnte die Gattungen *Hauericeras, Pachydiscus* und *Baculites* nachweisen. Die genannten Genera sind im Unter-Maastricht weit verbreitet.

Die reiche Inoceramenfauna ist bis jetzt noch nicht bearbeitet.

Zusammenfassend können die Inoceramen-Mergel daher in den tieferen Teil des oberen Unter-Maastrichts eingestuft werden.

Abschließend sei noch betont, daß die gleichzeitige Bearbeitung verschiedener Tier- und Pflanzengruppen einen Brückenschlag zwischen der borealen Belemniten-Gliederung und der Plankton-Zonierung der mediterranen Tethys erlaubt. Es schien daher berechtigt, einem fossilreichen Schichtglied der nordultrahelvetischen Buntmergelserie im vorliegenden Kreideband einen gebührenden Platz einzuräumen.

3.2 PALÄOZOOGEOGRAPHIE UND PALÖKOLOGIE

Die planktonischen Foraminiferen zeigen, besonders bei den Globotruncaniden, eine große Artenvielfalt. Kosmopolitische Spezies herrschen vor. In Diversität, Artenzusammensetzung und in der relativen Artendominanz (Verhältnis der Individuenzahl der einzelnen Arten zueinander) entspricht die Vergesellschaftung des Moos-Grabens den Faunenbildern der zentralen Tethysbereiche, wie sie aus den Nördlichen Kalkalpen (Gosau), den Südalpen, dem Kaukasus, aus Südspanien (Betische Kordillere) und von Nordafrika (Marokko, Tunesien) bekannt sind.

Die vorliegende Foraminiferen-Fauna weist ein mittleres Plankton/Benthos-Verhältnis von 87:13 auf. Geringfügige Schwankungen von Bank zu Bank sind zu vernachlässigen. Nach den bisherigen Erfahrungen bedeutet dies eine relative „Ozeanität", d. h. der Ablagerungsbereich gehörte einem offenen Ozean (Zentraltethys) an. Das Plankton/Benthos-Verhältnis liegt unter der 97%-Planktonrate, die allgemein einer Wassertiefe von ca. 1 000 m gleichzusetzen ist. Die Dominanz der Kalkschaler insgesamt und die hohe Diversität aller Foraminiferen-Gruppen sprechen für eine Ablagerung der Inoceramen-Mergel im Epibathyal mit einer Wassertiefe von ca. 400–800 m.

Diese verhältnismäßig geringe Wassertiefe kann als Anstieg zum mesoeuropäischen Schelf im Norden (Helvetikum) gedeutet werden. Es wurde bereits erwähnt, daß einzelne Schichtglieder der Buntmergelserie fazielle und faunistische Anklänge an Ablagerungen der helvetischen Zone aufweisen (S. 618). Die Inoceramen-Mergel gehören demnach dem nördlichen Teil des Nordultrahelvetikums an.

DANKSAGUNG

Die Verfasser sind folgenden Herren für die sorgfältige Durchführung technischer Arbeiten zu großem Dank verpflichtet: G. FUCHS (Dünnschliffe), K. DOSSOW (Zeichnungen), F. HÖCK (Aufnahmen am Panphot und Abzüge) und Frau R. LIEBREICH (Aufnahmen am Stereoscan).

4. SCHRIFTENVERZEICHNIS

BARR, F. T. (1968): Late Cretaceous planktonic foraminifera from the coastal area of Susa (Apollonia), northeastern Libya. – J. Paleont., **42** (2): 308–321, 5 Abb., Taf. 37–40; Tulsa.

BECKMANN, J.-P., BOLLI, H. M., KLEBOTH, P. & PROTO DECIMA, F. (1982): Micropaleontology and Biostratigraphy of the Campanian to Paleocene of the Monte Giglio, Bergamo Province, Italy. – Mem. Sci. Geol., **35**: 91–172, 16 Abb., Taf. 1–15; Padua.

BELLIER, J.-P. (1983): Foraminifères planctoniques du Crétacé de Tunisie septentrionale: Systematique, biozonation, utilisation stratigraphique de l'Albien au Maastrichtien. – Thèse Doct. Etat – Mém. Sc. Terre, Univ. Curie, Paris, **82–41**: 250 S., 25 Abb., 24 Taf.; Paris.

— — & CARON, M., DONZE, P., HERM, D., MAAMOURI, A. L. & SALAJ, J. (1983): Le Campanien sommital et le Maastrichtien de la coupe du Kef (Tunisie septentrionale): zonation sur la base des Foraminifères planctoniques. – Zitteliana, **10**: 609–611, 1 Abb., 1 Tab.; München.

BOLLI, H. M. (1966): Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic Foraminifera. – Bol. Inf. Asoc. Venezolana Geol. Min. Petr., **9**: 3–32; Caracas.

ČEPEK, P. (1983): Kalzitisches Nannoplankton der Inoceramen-Mergel (Buntmergelserie, Ultrahelvetikum, Unter-Maastricht) des Moos-Grabens SE Siegsdorf (Oberbayern). – Zitteliana, **10**: 637–651, 1 Abb., 5 Taf., 2 Tab., München.

CUSHMAN, J. A. (1926): Some Foraminifera from the Mendez shale of the Eastern Mexico. – Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., **2**: 16–28, Taf. 2–3; Sharon, Mss.

— — (1937): A Monograph of the Foraminiferal Family Verneuilinidae. – Cushm. Lab. Foram. Res., Spec. Publ. **7**: I–XIII, 1–157, 1 Abb., Taf. 1–20: Sharon, Mss.

DALBIEZ, F. (1955): The Genus *Globotruncana* in Tunisia. – Micropaleontology, **1**: 161–171, 10 Abb., 2 Tab.; New York.

DUPEUBLE, P. A. (1969): Foraminifères planctoniques (Globotruncanidae et Heterohelicidae) du Maastrichtien supérieur en Aquitaine occidentale. – Proc. 1th Internat. Conf. Planctonic Microfoss., Geneva 1967, **2**: 153–161, 4 Taf.; Leiden (E. J. Brill).

GANDOLFI, R. (1955): The Genus *Globotruncana* in Northeastern Columbia. – Bull. Amer. Paleont., **36**: 1–118, 12 Abb., 8 Taf.; Ithaca.

HAGN, H. (1953): Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der helvetischen Oberkreide Südbayerns. – Palaeontographica Abt. A, **104**: 1–119, 27 Abb., Taf. 1–8; Stuttgart.

— — (1978): Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18**: 167–235, 5 Abb., Taf. 13–16; München.

HAGN, H., HERM, D., HILLEBRANDT, A. v., MALZ, H., MARTINI, E. & PFEIL, F. H. (1981): B 3: Moos-Graben, Katzenloch-Graben und Galon-Graben. – In: HAGN, H. et al.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht, Geologica Bavarica, **82:** 111–130, 3 Abb.; München.

HERM, D. (1962): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg). – Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F. **104:** 119 S., 9 Abb., 11 Taf.; München.

HILTERMANN, H. & KOCH, W. (1957): Revision der Neoflabellinen (Foram.). I. Teil: *Neoflabellina rugosa* (D'ORB.) und ihre Unterarten. – Geol. Jb., **74:** 269–304, 5 Abb., Taf. 7–14, 1 Tab.; Hannover.

KASSAB, I. I. M. (1973): Planktonic Foraminifera of the Shiranish-Formation type locality (Northern Iraq). – J. Geol. Soc. Iraq, **6:** 100–109, 2 Abb.; Bagdad.

KLASZ, I. DE & KNIPSCHEER, H. C. G. (1954): Die Foraminiferenart *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI): ihre systematische Stellung und regionalstratigraphische Verbreitung. – Geol. Jb., **69:** 599–610, Taf. 45, 1 Tab.; Hannover.

LINARES RODRIGUEZ, D. (1977): Foraminíferos planctónicos del Crétacico superior de las Cordilleras Béticas (Sector Central). – Publ. Dep. Geologia, Univ. Malaga, **1:** 410 S., 43 Taf.; Malaga.

LOEBLICH, A. R., Jr. & TAPPAN, H. (1964): Part C. Protista 2. Sarcodina. Chiefly "Thecamoebians and Foraminiferida". – In: Treatise on Invertebrate Paleontology, 2 Bände: I–XXXI, C 1–900, 653 Abb.; Lawrence (The University of Kansas Press). –

MASLAKOVA, N. I. (1978): Globotrunkanidy juga evropejskoj chasti SSSR. – Nauka: 168 S., 13 Abb., 28 Taf., 4 Tab.; Moskau.

OHMERT, W. (1969): Die Neoflabellinen (Foraminifera) des bayerischen Coniac-Santons. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **9:** 3–32, 118 Abb.; München.

PERYT, D. (1980): Planktonic foraminiferal zonation of the Upper Cretaceous in the middle Vistula River valley, Poland. – Paleont. Polonica, **41:** 3–101, 23 Taf., 3 Tab.; Warschau.

POSTUMA, J. A. (1971): Manual of Planktonic Foraminifera. – 420 S.; Amsterdam (Elsevier Publ. Comp.).

REIS, O. M. (1895): Geologische Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf südlich von Traunstein. – Geogn. Jh., 7, 1894; Cassel.

— — (1896): Erläuterungen zu der geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf I. Stratigraphischer Theil. – Geogn. Jh., **8**, 1895: 1–155, 7 Abb.; Cassel.

— — (1897): Die Fauna der Hachauer Schichten. I. Gastropoden. – Geogn. Jh., **9**, 1986: 67–104, 1 Abb., Taf. 9–13; Cassel.

— — (1898): Die Fauna der Hachauer Schichten. Ia. Nachtrag zu I. Gastropoden (Geogn. Jahreshefte 1896) mit Cephalopoden, Brachiopoden etc. II. Lamellibranchiaten. – Geogn. Jh., **10**, 1897: 81–130, Taf. 1–8; München.

SALAJ, J. (1980): Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisiens). – 238 S., 63 Abb., 12 Tab., 64 Taf.; Bratislava (Inst. Geol. Dion. Štúra).

— — & MAAMOURI, A. L. (1971): Remarques biostratigraphiques sur le Sénonien supérieur de l'Anticlinal de l'oued Bazina (Région de Béja, Tunisie septentrionale). – Notes Serv. Géol. Tunis., **32:** 65–78; Tunis.

— — & SAMUEL, O. (1966): Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. – 291 S., 18 Abb., 48 Taf., 36 Tab.; Bratislava (Inst. Geol. Dion. Štúra).

SCHREIBER, O. S. (1980): Benthonische Foraminiferen der Pemberger-Folge (Oberkreide) von Klein-Sankt Paul am Krappfeld (Kärnten). – Beitr. Paläont. Österr., **7:** 119–237, 2 Abb., Taf. 1–16; Wien.

SCHULZ, M.-G. (1983): Die Echinodermen der Inoceramen-Mergel (Buntmergelserie, Ultrahelvetikum, Unter-Maastricht) des Moos-Grabens SE Siegsdorf (Oberbayern). – Zitteliana, **10:** 715–723, 3 Abb., 1 Taf.; München.

— — & SCHMID, F. (1983): Die Belemniten der Inoceramen-Mergel (Buntmergelserie, Ultrahelvetikum, Unter-Maastricht) des Moos-Grabens SE Siegsdorf (Oberbayern) und ihre stratigraphische Bedeutung. – Zitteliana, **10:** 653–661, 7 Abb., 1 Taf.; München.

SIGAL, J. (1952): Aperçu stratigraphique sur la Micropaléontologie du Crétacé. – XIX Congr. Géol. Internat., 1. Sér., Algérie, **26:** 45 S., 46 Abb., 1 Tab.; Alger.

SISSINGH, W. (1978): Microfossil biostratigraphy and stage-stratotype of the Cretaceous. – Geol. en Mijnbouw, **57** (3): 433–440, 2 Abb.; Den Haag.

VOORWIJK, G. H. (1937): Foraminifera from the Upper Cretaceous of Habana, Cuba. – Proc. Kon. Akad. Wetensch., **40** (2): 190–198, Taf. 1–3; Amsterdam.

WEDEKIND, R. (1940): Die papillaten Flabellinen der Kreide und die Stufengliederung des Senons. – N. Jb. Miner. etc., Beil. – Band **84**, B: 177–204, 22 Abb., Taf. 9–11; Stuttgart.

WICHER, C. A. (1956): Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. Mit einem Beitrag von F. BETTENSTAEDT. – Paläont. Z., **30** (Sonderband): 87–136, 7 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.

ZIEGLER, J. H. (1959): *Lituola grandis* (REUSS) aus dem Untermaastricht der Bayerischen Alpen. Ein Beitrag zur Systematik und Stammesgeschichte der Lituolidae (Foram.). – Palaeontographica Abt. A, **112:** 59–132, 1 Abb., Taf. 6–10, 2 Beil.; Stuttgart.



Tafel 1

Planktonische Foraminiferen aus den Inoceramen-Mergeln.

Alle Arten aus dem oberen Unter-Maastricht der Inoceramen-Fundstelle, außer Bild 13–15 aus Probe 15 (oberstes Ober-Campan) des Moos-Grabens (Oberlauf).

Bild 1. *Globotruncana gagnebini* TILEV; Dorsalansicht, Prot. 3509, ×90.

Bild 2. *Globotruncana gagnebini* TILEV; Seitenansicht, Prot. 3510, ×135.

Bild 3. *Globotruncana* cf. *contusa* (CUSHM.); Seitenansicht, Prot. 3511, ×100 (S. 619).

Bild 4. *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK); Seitenansicht auf die letzte Kammer, Prot. 3512, ×130 (S. 620).

Bild 5. *Globotruncana obliqua* HERM; Seitenansicht, Prot. 3513, ×80.

Bild 6. *Globotruncana stuartiformis* DALBIEZ; Dorsalansicht, Prot. 3514, ×65. (S. 620).

Bild 7. *Globotruncana* cf. *stuarti* (DE LAPP.); Dorsalansicht, Prot. 3515, ×45. Beachte den zunehmend geschlossenen Umriß und die trapezförmige vorletzte Kammer; es handelt sich um eine Übergangsform von *Gltr. stuartiformis* (S. 620).

Bild 8. *Globotruncana stuartiformis* DALBIEZ; Ventralansicht, Prot. 3516, ×55 (S. 620).

Bild 9. *Globotruncana stuartiformis* DALBIEZ; Lateralansicht, Prot. 3517, ×95. Beachte Wölbung der Ventralseite bis 45 Grad.

Bild 10. *Globotruncana falsostuarti* SIGAL; Lateralansicht, Prot 3518, ×85 (S. 619).

Bild 11. *Globotruncana falsostuarti* SIGAL; Ventralansicht, Prot. 3519, ×65 (S. 619).

Bild 12. *Globotruncana falsostuarti* SIGAL; Dorsalansicht, Prot. 3520, ×65 (S. 619).

Bild 13. *Globotruncana calcarata* CUSHM.; Lateralansicht, Prot. 3521, ×90, Moos-Graben Probe 15.

Bild 14. *Globotruncana calcarata* CUSHM.; Dorsalansicht, Prot. 3522, ×70, Moos-Graben Probe 15.

Bild 15. *Globotruncana calcarata* CUSHM.; Ventralansicht, Prot. 3523, ×65, Moos-Graben Probe 15.

Bild 16. *Globotruncana* cf. *trinidadensis* GANDOLFI; Dorsalansicht, Prot. 3524, ×75. Kammern lobat, nur schwach dorsal gewölbt.

Bild 17. *Globotruncana trinidadensis* GANDOLFI; Dorsalansicht, Prot. 3525, ×70. Kammern typisch gewölbt, stark bepustelt (S. 620).

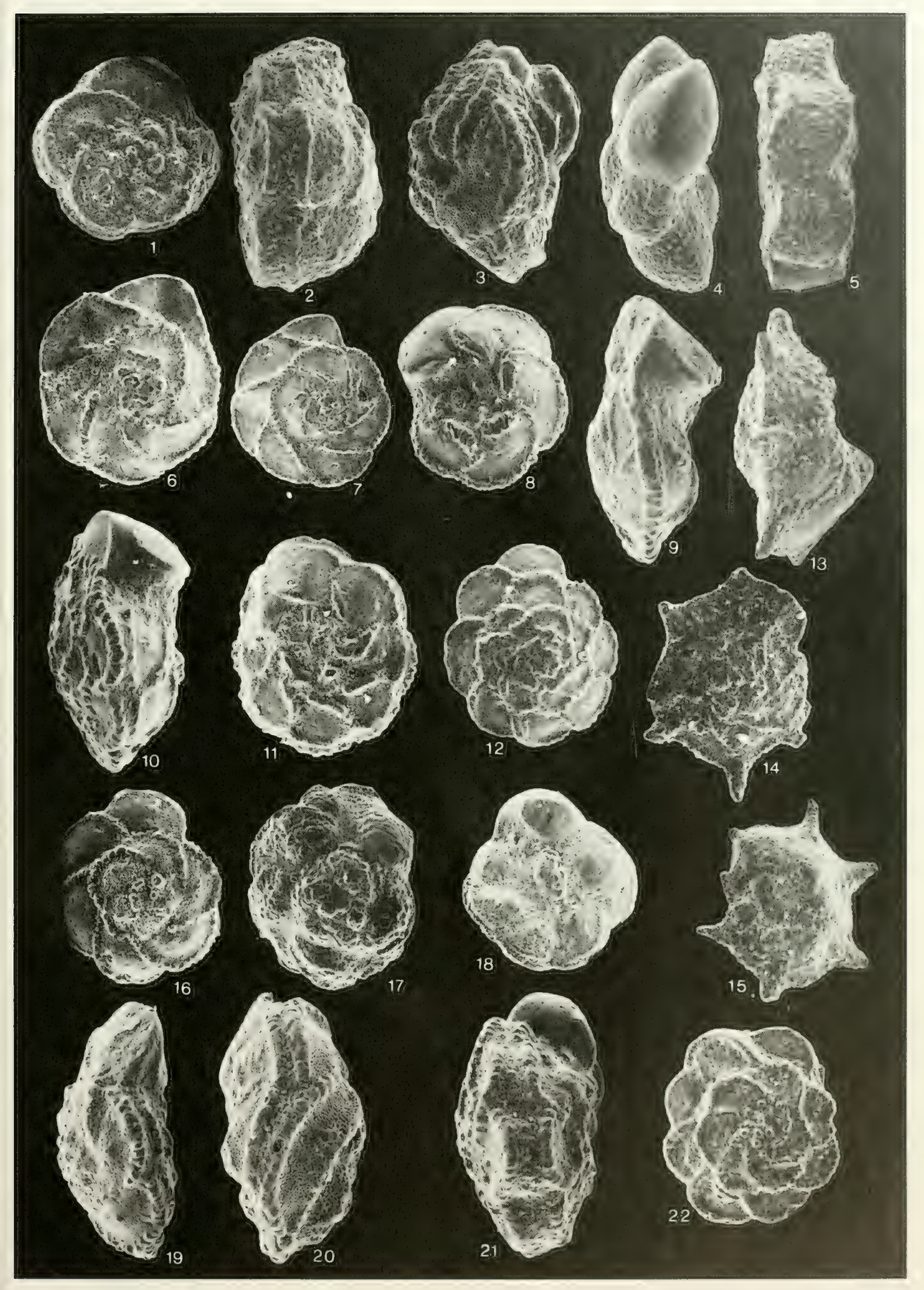
Bild 18. *Globotruncana trinidadensis* GANDOLFI; Ventralansicht, Prot. 3526, ×70 (S. 620).

Bild 19. *Globotruncana trinidadensis* GANDOLFI; Lateralansicht auf die letzte Kammer, Prot. 3527, ×85. Beachte zwei enge Kiele auf den ersten Kammern des letzten Umganges und nur einen Kiel auf der letzten Kammer (S. 620).

Bild 20. *Globotruncana trinidadensis* GANDOLFI; Lateralansicht, Prot. 3528, ×95. Beachte geschwungene Kammern mit engem Doppelkiel (S. 620).

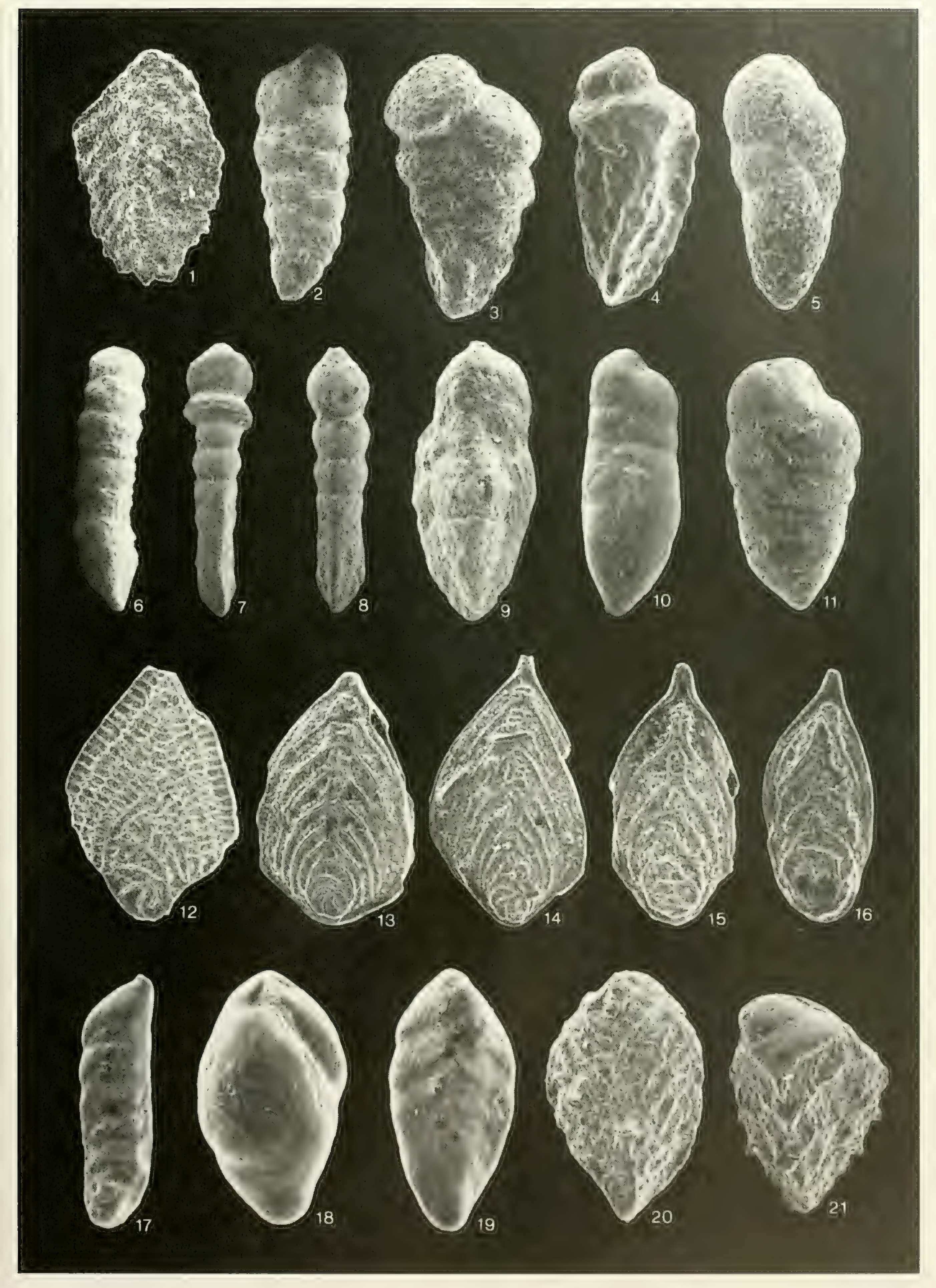
Bild 21. *Globotruncana arca* (CUSHM.); Lateralansicht, Prot. 3529, ×80.

Bild 22. *Globotruncana arca* (CUSHM.); Dorsalansicht, Prot. 3530, ×60. Große vielkammerige Formen, wie sie für die Inoceramen-Mergel typisch sind mit Übergängen zur *Gltr. ventricosiformis* MASLAKOVA.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
13
10
11
12
14
16
17
18
15
19
20
21
22

Tafel 2

Bild 1. *Spiroplectammina dentata* (ALTH). Prot. 3470. ×68.
Bild 2. *Textularia agglutinans* D'ORBIGNY. Prot. 3471. ×30.
Bild 3. *Gaudryina faujasi* (REUSS). Prot. 3472. ×30.
Bild 4. *Heterostomella foveolata* (MARSSON). Prot. 3473. ×40.
Bild 5. *Plectina ruthenica* (REUSS). Prot. 3474. ×40.
Bild 6. *Tritaxia* cf. *anglica* (CUSHMAN). Prot. 3475. ×20.
Bild 7. *Tritaxia eggeri* (CUSHMAN). Prot. 3476. ×25.
Bild 8. *Tritaxia eggeri* (CUSHMAN). Prot. 3477. ×30.
Bild 9. *Tritaxia amorpha* (CUSHMAN). Prot. 3478. ×45.
Bild 10. *Tritaxilina laevigata* MARIE. Prot. 3479. ×30.
Bild 11. *Dorothia pupa* (REUSS). Prot. 3480. ×40.
Bild 12. *Neoflabellina reticulata* (REUSS). Prot. 3481. ×70.
Bild 13. *Neoflabellina numismalis* (WEDEKIND). Prot. 3482. ×55.
Bild 14. *Neoflabellina rugosa leptodisca* (WEDEKIND). Prot. 3483. ×45.
Bild 15. *Neoflabellina rugosa* cf. *caesata* (WEDEKIND). Prot. 3484. ×80.
Bild 16. *Neoflabellina rugosa* cf. *caesata* (WEDEKIND). Prot. 3485. ×80.
Bild 17. *Vaginulina* cf. *taylorana* CUSHMAN. Prot. 3486. ×40.
Bild 18. *Praebulimina laevis* (BEISSEL). Prot. 3487. ×50.
Bild 19. *Bolivina incrassata* REUSS. Prot. 3488. ×45.
Bild 20. *Bolivinoides draco miliaris* HILTERMANN & KOCH. Prot. 3489. ×60.
Bild 21. *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI). Prot. 3490. ×100.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

Tafel 3

Bild 1. *Tritaxia* cf. *anglica* (CUSHMAN), Längsschliff. Prot. 3491. Schliff G 3799 a/83. ×50.

Bild 2. *Tritaxia* cf. *anglica* (CUSHMAN), Längsschliff. Prot. 3492. Schliff G 3799 a/83. ×50.

Bild 3. *Tritaxia eggeri* (CUSHMAN), Längsschliff. Prot. 3493. Schliff G 3800 a/83. ×50.

Bild 4. *Tritaxia eggeri* (CUSHMAN), Längsschliff. Prot. 3494. Schliff G 3800 a/83. × ca. 120.

Bild 5. *Bolivina incrassata* REUSS, Längsschliff. Prot. 3495. Schliff G 3801 a/83. ×50. Megalosphärische, schlanke Form.

Bild 6. *Bolivina incrassata* REUSS, Längsschliff. Prot. 3496. Schliff G 3801 a/83. ×50. A_2-Generation mit „Gigantosphäre".

Bild 7. *Bolivina incrassata* REUSS, Längsschliff. Prot. 3497. Schliff G 3801 a/83. ×50. Megalosphärische, breite Form.

Bild 8. *Bolivina incrassata* REUSS, Längsschliff. Prot. 3498. Schliff G 3801 a/83. × 50. Megalosphärische, breite Form mit teilweise aufgelösten Septen.

Bild 9. Dto. Prot. 3499.

Bild 10. *Bolivina incrassata* REUSS, Längsschliff. Prot. 3500. Schliff G 3801 a/83. ×50. Megalosphärische, schlanke Form.

Bild 11. *Bolivina incrassata* REUSS, Längsschliff. Prot. 3501. Schliff G 3801 a/83. ×50. Mikrosphärische Generation mit teilweise aufgelösten Septen.

Bild 12. *Bolivina incrassata* REUSS, Längsschliff. Prot. 3502. Schliff G 3801 a/83. ×50. Megalosphärische, breite Form mit teilweise aufgelösten Septen.

Bild 13. *Lituola* sp., median. Prot. 3503. Schliff G 3804 a/83. ×45. Probe 21, Oberlauf des Moos-Grabens, Obercampan (S. 617). Es liegt wohl eine A_2-Generation einer artlich nicht bestimmbaren *Lituola* vor.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Tafel 4

Bild 1. *Lituola* cf. *grandis* (REUSS), median. Prot. 3504. Schliff G 3803 a/83. ×30. Probe 14, Oberlauf des Moos-Grabens, Wende Campan/Maastricht (S. 617).

Bild 2. *Lituola* sp., median. Prot. 3505. Schliff G 3804 a/83. ×45. Probe 21, Oberlauf des Moos-Grabens, Obercampan (S. 617).

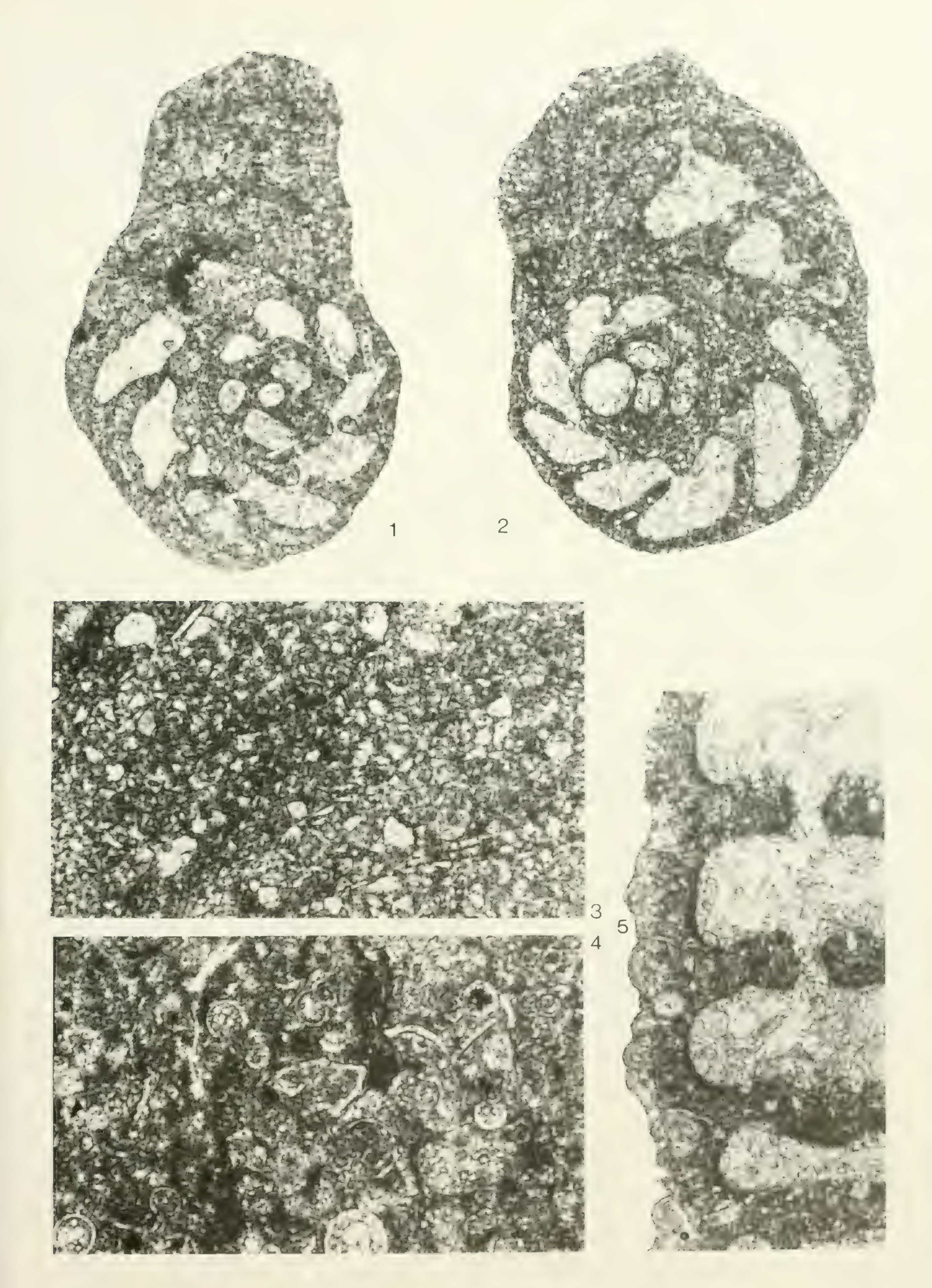
Bild 3. *Lituola* sp., Wandstruktur. Prot. 3506. Schliff G 3804 a/83. × ca. 120. Probe 21, Oberlauf des Moos-Grabens, Obercampan (S. 617).

Bild 4. *Lituola* cf. *grandis* (REUSS), Wandstruktur. Prot. 3507. Schliff G 3803 a/83. × ca. 120. Probe 14, Oberlauf des Moos-Grabens, Wende Campan/Maastricht (S. 617).

Bild 4. Man beachte die unterschiedliche Feinstrukturen in Bild 3 und 4. *Lituola* sp. besitzt eine Gehäusewand, in der feine Quarzkörner enthalten sind. *Lituola* cf. *grandis* (REUSS) baute ihre Gehäuse aus Kalkschlamm und zahlreichen Kleinforaminiferen auf. In der Bildmitte von Bild 4 ist eine einkielige *Globotruncana* zu erkennen. Auf Unterschiede in der Beschaffenheit der Gehäusewand bei *Lituola grandis* (REUSS) wies bereits ZIEGLER (1959, S. 97) hin.

Bild 4. Die aus den Proben 14 und 21 ausgeschlämmten Gehäuse von *Lituola* können nur mit Vorbehalt zu *L. grandis* gestellt werden, da sie keine vollkommen entrollten Stadien zeigen. Es könnte sich um Vorläufer dieser Art handeln, doch ist nicht auszuschließen, daß nur Jugendformen vorliegen.

Bild 5. *Tritaxia* cf. *anglica* (CUSHMAN), Längsschliff. Prot. 3508. Schliff G 3799 a/83. × ca. 120. Die Gehäusewand wird neben Kalkschlamm aus Gehäusen von Kleinforaminiferen aufgebaut.


1
2
3
4
5



Zitteliana	10	637-651	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Kalzitisches Nannoplankton der Inoceramen-Mergel (Buntmergelserie, Ultrahelvetikum, Unter-Maastricht) des Moos-Grabens SE Siegsdorf (Oberbayern)

Von

PAVEL ČEPEK*)

Mit 1 Abbildung, 5 Tafeln und 2 Tabellen

KURZFASSUNG

Drei Proben aus dem Maastricht des Moosgrabens wurden auf kalzitisches Nannoplankton untersucht. Dabei wurden 42 Coccolithen-Taxa bestimmt (Tab. 1), die der *Arkhangelskiella cymbiformis*-Zone (Unter-Maastricht bis unteres Mittel-Maastricht) angehören. Die statistische Auswertung zeigte, daß einige Arten *(M. staurophora, W. barnesae, Z. spiralis* und *C. aculeus)* weniger und die anderen *P. cretacea, B. constans, K. magnificus, L. carniolensis, G. obliquum, A. cymbiformis, C. ehrenbergi* und *E. turriseiffeli)* stärker korrosionsanfällig sind.

ABSTRACT

The calcareous nannoplankton of three samples from the Maastrichtian of the Ultrahelvetic zone of Upper Bavaria has been studied. 42 taxa of coccolithophorids of the *Arkhangelskiella cymbiformis* Zone (Lower Maastrichtian to lower part of Middle Maastrichtian) has been determined. A statistical comparation shows that some forms like *M. staurophora, W. barnesae, Z. spiralis* and *C. aculeus* are more resistant against corrosion than others like *P. cretacea, B. constans, K. magnificus, L. carniolensis, G. obliquum, A. cymbiformis, C. ehrenbergi* and *E. turriseiffeli.*

EINLEITUNG

Zur biostratigraphischen Korrelation der Untermaastricht-Proben aus dem Ultrahelvetikum von Siegsdorf (Moosgraben, Abb. 1) wurde neben den Ammoniten, Belemniten, Echiniden und Foraminiferen auch kalkiges Nannoplankton untersucht und damit die stratigraphischen Ergebnisse abgestimmt.

Herrn Prof. Dr. D. HERM (Universität München) danke ich für die Anregung zu dieser Arbeit, die Bereitstellung des Materials und Diskussion der Ergebnisse. Für die Durchsicht des Manuskriptes und Ratschläge gilt gleichfalls mein Dank den Herren Dr. H. STRADNER (Geol. Bundesanstalt, Wien) und Dr. R. WOLFART (BGR-Hannover).

*) P. ČEPEK, Bundesanstalt für Geowissenschaften, Stilleweg 2, Postfach 510153, D-3000 Hannover 51.



Abb. 1. Lageskizze des Fundpunktes.

1. MATERIAL, ERHALTUNG UND METHODIK

Es wurden drei mergelige Proben aus relativ eng übereinander gelegenen Schichten (Probenabstand 0,70 m) untersucht (vgl. Hagn & Herm 1983). Die Coccolithen sind durch die allgemeine Rekristallisation und auch in einzelnen Fällen durch teilweise Auflösung schlecht erhalten. Die schlechte Erhaltung ist auch durch den hohen Anteil von Bruchstücken offenkundig (bei Probe KA 1 – 49%, KA 2 – 50% und KA 3 – 45,8%). Bei der Auswertung der Prozentzahlen von Coccolithen-Bruchstücken zeigte sich, daß einige Arten weniger und andere stärker zerbrechlich sind. Zu den resistenten Arten gehören *Micula staurophora* (Gardet), *Watznaueria barnesae* (Black), *Zygodiscus spiralis* Bramlette & Martini und *Ceratolithoides aculeus* (Stradner). Arten wie *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Cribrosphaerella ehrenbergi* (Arkhangelsky), *Biscutum constans* (Gorka), *Kamptnerius magnificus* Deflandre, *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre) und *Gartnerago obliquum* (Stradner) zählen zu den nicht resistenten Coccolithen. Die besterhaltenen Coccolithen wurden unter Berücksichtigung aller Kriterien in der Probe KA 3 festgestellt.

Die Präparate wurden nach der Methode von Hay (1965) zum Mikroskopieren vorbereitet. Die lichtmikroskopischen Untersuchungen und Aufnahmen wurden mit dem Zeiss-Photomikroskop (Optik: Optovar 1,25×; Objektiv 100×Ph) durchgeführt.

Für die statistische Auswertung wurden zuerst 300 Coccolithen (auch unbestimmbare) aus jeder Probe gezählt. Nach der Ermittlung der Zahl unbestimmbarer Coccolithen wurden weitere, diesmal nur bestimmbare Coccolithen so lange gezählt, bis deren Summe der gerade ermittelten Zahl unbestimmbarer Coccolithen entsprach. Auf diese Weise wurden 300 bestimmbare Coccolithen (aus beiden Zählungen) festgestellt. Die Prozentzahlen der einzelnen Arten in den Proben beziehen sich demnach nur auf die bestimmbaren Coccolithen (Tab. 1). Die Coccolithen wurden in den Sichtfeldern mit Hilfe des „Point Counter-Zusatzes" gezählt. Dabei zeigte sich, daß die Probe KA 3 die meisten Coccolithen enthält; denn für die Feststellung von 300 bestimmbaren Coccolithen mußte folgende Anzahl von Sichtfeldern ausgewertet werden: Probe KA 1 – 80, Probe KA 2 – 88 und Probe KA 3 – 22 Felder. Die drei Proben wurden nach der Ermittlung der 300 bestimmbaren Coccolithen noch weiter untersucht mit dem Ziel, auch diejenigen Coccolithen festzustellen, deren Anteil unter 0,3% liegt.

	KA 1 N 5606	KA 2 N 5607	KA 3 N 5608
Ceratolithoides aculeus (STRADNER, 1961)	1,3	1,7	0,7
Parhabdolithus angustus (STRADNER, 1963)	+	0,3	
Markalius astroporus STRADNER, 1963			+
Watznaueria barnesae (BLACK, 1959)	4,3	9,3	9,0
Braarudosphaera bigelowi (GRAN & BRAARUD, 1935)	0,3	0,3	0,3
Russellia bukryi RISATTI, 1973			
Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE, 1963	3,0	2,7	2,0
Lucianorhabdus cayeuxi DEFLANDRE, 1959	+	0,3	0,7
Cretarhabdus conicus BRAMLETTE & MARTINI, 1964			0,7
Biscutum constans (GORKA, 1957)	5,0	9,0	6,0
Cretarhabdus crenulatus (BRAMLETTE & MARTINI, 1964)			
Prediscosphaera cretacea (ARKHANGELSKY, 1912)	10,0	14,0	13,3
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA, 1959	10,3	7,7	14,7
Zygodiscus diplogrammus (DEFLANDRE, 1954)	0,3		0,3
Cribrosphaerella ehrenbergi (ARKHANGELSKY, 1912)	2,0		2,7
Parhabdolithus embergeri (NOEL, 1958)	0,3	2,7	+
Eiffellithus eximius (STOVER, 1966)			
Scapholithus fossilis DEFLANDRE, 1954			+
Chiastozygus litterarius (GORKA, 1957)	1,7	0,7	3,0
Kamptnerius magnificus DEFLANDRE, 1959	1,7	0,7	1,3
Gartnerago obliquum (STRADNER, 1963)	1,0	0,7	0,3
Planulithus obscurus (DEFLANDRE, 1959)		0,3	
Vagalapilla octoradiata GORKA, 1957		0,7	0,3
Thoracosphaera operculata BRAMLETTE & MARTINI, 1964	0,3	0,7	
Manivitella pemmatoidea (DEFLANDRE, 1965)		0,7	1,0
Lithraphidites cf. quadratus BRAMLETTE & MARTINI, 1964	0,3		
Parhabdolithus regularis (GORKA, 1957)	1,0	1,0	1,0
Rhagodiscus reniformis PERCH-NIELSEN, 1973			
Zygodiscus spiralis BRAMLETTE & MARTINI, 1964	1,0	6,0	4,3
Prediscosphaera spinosa (BRAMLETTE & MARTINI, 1964)			0,7
Parhabdolithus splendens DEFLANDRE, 1954			0,3
Micula staurophora (GARDET, 1955)	39,7	21,0	15,0
Microrhabdulus stradneri BRAMLETTE & MARTINI, 1964		4,0	2,7
Vagalapilla stradneri (ROOD, HAY & BARNARD, 1971)	0,3	0,3	
Eiffellithus trabeculatus (GORKA, 1957)	0,3		cf. 0,3
Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE, 1954)	9,0	7,0	8,0
Bidiscus sp.	0,7	1,0	0,3
Braarudosphaera sp.	0,3		
Cretarhabdus sp.	1,0	1,7	0,7
Lucianorhabdus sp.	2,0	0,3	
Prediscosphaera sp.	2,1	4,3	10,0
Zygodiscus sp.	0,3	0,3	

Tabelle 1. Coccolithen-Taxa aus dem unteren bis mittleren Maastricht des Moosgrabens mit Angaben der prozentualen Häufigkeit der einzelnen Taxa.
+ = Vorkommen der Coccolithen, die unterhalb von 0,3 % liegen.

2. BIOSTRATIGRAPHIE

Nach Perch-Nielsen (1977) und Pflaumann & Čepek (1982) gehören die drei untersuchten Proben zur *Arkhangelskiella cymbiformis*-Zone. Dies entspricht der Zeit vom Unter-Maastricht bis zum unteren Mittel-Maastricht. Nach den eben genannten Autoren wird die *Arkhangelskiella cymbiformis*-Zone durch das letzte Vorkommen von *Quadrum trifidum* (Stradner) und das erste Vorkommen von *Lithraphidites quadratus* Bramlette & Martini definiert.

Quadrum trifidum (Stradner) wurde in keiner der drei Proben festgestellt. Die untere Grenze der *A. cymbiformis*-Zone muß also noch unterhalb der Fundschichten liegen. Dafür spricht auch die Abwesenheit von *Broinsonia parca* (Stradner) und *Quadrum gothicum* (Deflandre). Wie die Ergebnisse von anderen Fundorten gezeigt haben, sterben diese beiden Arten kurz vor dem letzten Vorkommen von *Quadrum trifidum* (Stradner) aus. Nach Sissingh (1977) be-

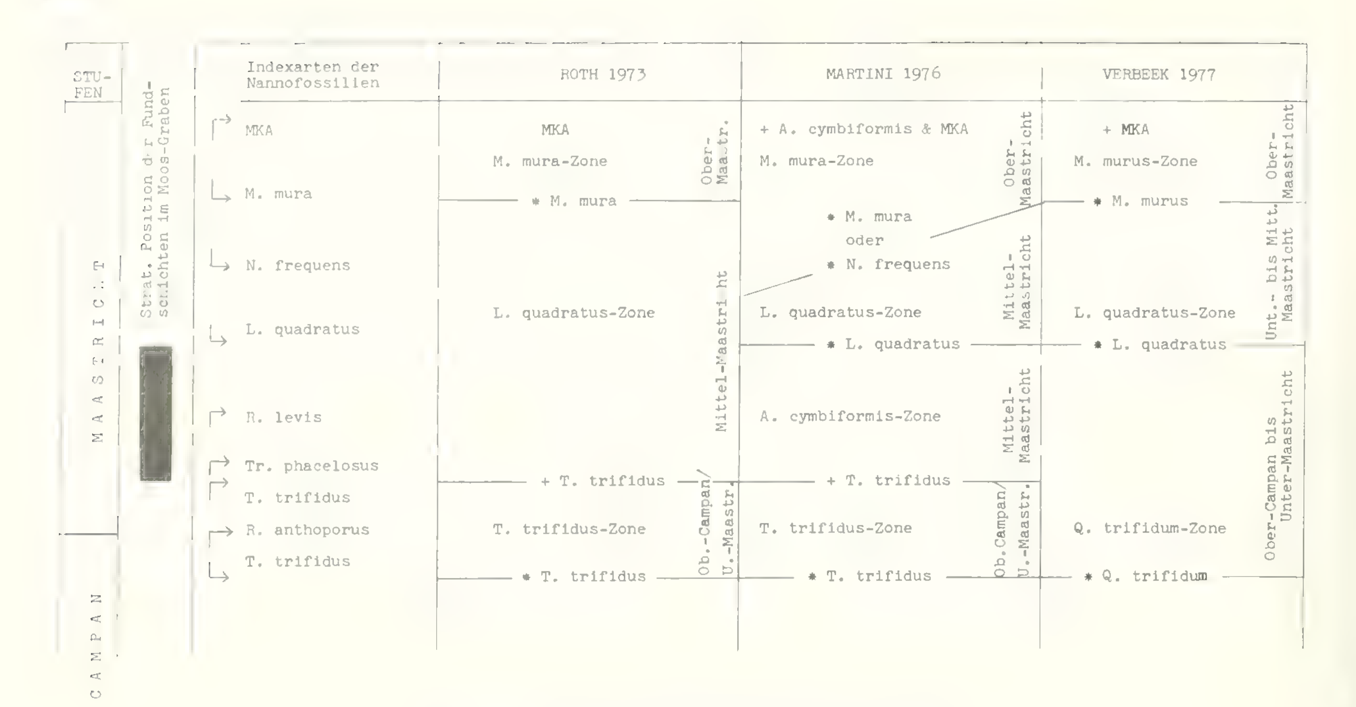


Tabelle 2. Stratigraphische Position der kretazischen Schichten im Moosgraben und Korrelation mit sechs verschiedenen Nannoplankton-Zonierungen.

A	=	*Arkhangelskiella*
L	=	*Lithraphidites*
M	=	*Micula*
MKA	=	Mehrheit der kretazischen Coccolithen-Arten
N	=	*Nephrolithus*
R	=	*Reinhardtites*
T	=	*Tetralithus*
Tr.	=	*Tranolithus*
+ ; ┌→		Letztes Auftreten einer Indexart
* ; └→	=	erstes Auftreten einer Indexart

stätigt das Vorkommen von *Planulithus obscurus* (Deflandre), *Gartnerago obliquum* (Stradner) und nach Perch-Nielsen (1979) *Parhabdolithus angustus* (Stradner) – ohne *Broinsonia parca* (Stradner), *Quadrum trifidum* (Stradner) und *Quadrum gothicum* (Deflandre) – die Zugehörigkeit der Fundschichten zur Zone der *A. cymbiformis*. Nach Sissingh (1977) treten diese zwei Arten zum letzten Mal in der von ihm aufgestellten *Reinhardtites levis*-Zone resp. im unteren Teil seiner *Arkhangelskiella cymbiformis*-Zone auf. Zur Abgrenzung der *A. cymbiformis*-Zone im Sinne anderer Autoren vgl. Tab. 2.

Das erste Vorkommen von *Lithraphidites quadratus* Bramlette & Martini bestimmt die obere Grenze der *Arkhangelskiella cymbiformis*-Zone. Diese Art wurde jedoch in keiner Probe gefunden. Nur *Lithraphidites carniolensis* Deflandre wurde in allen drei Proben festgestellt. In der Probe KA 1 wurde eine einziges Stück der Gattung *Lithraphidites* gefunden, das eindeutig nicht der Art *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, aber auch nicht *Lithraphidites quadratus* Bramlette & Martini angehört. Es handelt sich möglicherweise um eine Übergangsform (Taf. 5, Fig. 4) zwischen diesen beiden Arten. Diese taxonomische Unsicherheit führte dazu, daß das Stück als *Lithraphidites* cf. *quadratus* Bramlette & Martini bestimmt wurde.

Über die Zuordnung der Proben zu der *A. cymbiformis*-Zone kann kein Zweifel bestehen. Tab. 2 zeigt die stratigraphische Position der Fundschichten im Moosgraben im Zonierungsschema sechs verschiedener Autoren. Es handelt sich um die *Arkhangelskiella cymbiformis*-Zone nach Martini (1976), Perch-Nielsen (1977) und Pflaumann & Čepek (1981), den unteren Teil der *Lithraphidites quadratus*-Zone nach Roth (1973) und den oberen Teil der *Quadrum trifidum*-Zone nach Verbeek (1977). Nach Sissingh (1977) gehören die Proben in den Bereich *Reinhardtites levis*- (24) bis *Arkhangelskiella cymbiformis*-Zone (unterer und mittlerer Teil – 25a und b).

Bei allen Autoren, außer Verbeek (1977), spielt die durch das Aussterben von *Q. trifidum* (= *T. trifidus*) gekennzeichnete Grenze eine bedeutsame Rolle als Untergrenze der *A. cymbiformis*-Zone i. S. der vorliegenden Arbeit.

Die Obergrenze der *A. cymbiformis*-Zone ist – mit Ausnahme der *Lithraphidites quadratus*-Zone nach Roth (1973) – auch bei den anderen Autoren von Tab. 2 durch das erste Auftreten von *Lithraphidites quadratus* Bramlette & Martini bestimmt.

Tabelle 2 zeigt, daß die Zuordnung der Coccolithenzonen zu den stratigraphischen Stufen durch unterschiedliche Ab-

SISSINGH 1977		PERCH-NIELSEN 1977		PFLAUMANN & ČEPEK 1982	
+ N. frequens		+ A. cymbiformis & MKA	Oberstes Maastricht	+ M. mura	Ober-Maastricht
26 N. frequens-Zone	Ober-Maastricht	M. mura-Zone		M. mura-Zone	
		* M. mura		* M. mura	
		N. frequens-Zone	Ober-Maast.		Mittel- bis Ober-Maastricht
* N. frequens		* N. frequens			
c		L. quadratus-Zone	Mittel-Maastr.	L. quadratus-Zone	
25 A. cymbiformis-Zone	Ober-Maastricht				
* L. quadratus		* L. quadratus		* L. quadratus	
b					
a					
+ R. levis		A. cymbiformis-Zone	Unter- bis Mittel-Maas-tricht	A. cymbiformis-Zone	Unter- bis Mittel-Maastricht
24 R. levis-Zone	Unt. Maa.				
+ Tr. phacelosus					
23 Tr. phacelosus-Zone a/b ? + T. trifidus	O.-Camp. bis U.-Maastr.	+ T. trifidus		+ T. trifidus	
+ R. anthoporus		T. trifidus-Zone	Ob.-Camp./Unter-Maastricht	T. trifidus-Zone	Ob.-Camp./Unter-Maastricht
22 T. trifidus-Zone	Ober-Camp.				
* T. trifidus		* T. trifidus		* T. trifidus	

grenzung der Zonen sowohl als auch der Maastricht-Gliederung in Unter-, Mittel- und Ober-Maastricht erschwert wird. Nach PERCH-NIELSEN (1977) und PFLAUMANN & ČEPEK (1982) gehören die Proben des Moosgrabens zum Unter- bis Mittel-Maastricht. Die Zuordnung der Proben zum Mittel-Maastricht entspricht der Zonierung von ROTH (1973) und MARTINI (1976). Als Unter-Maastricht wären die Proben nach der Zonierung von VERBEEK (1977) einzuordnen. Nach SISSINGH (1977) entsprechen die Fundschichten im Moosgraben dem Bereich zwischen oberstem Unter-Maastricht und unterem Ober-Maastricht.

Mit Ausnahme von *Eiffellithus eximius* (STOVER) aus dem Ober-Turon bis Campan wurden keine aufgearbeiteten Coccolithen festgestellt.

LITERATUR

HAGN, H. & HERM, D. (1983): Die Foraminiferen de Inoceramen-Mergel (Buntmergelserie, Ultrahelvetikum, Unter-Maastricht) des Moos-Grabens SE Siegsdorf (Oberbayern). – Zitteliana, **10:** 613–635, 2 Abb., 4 Taf., München.

HAY, W. W. (1965): Calcareous Nannofossils. – In: KUMMEL, B. & RAUP, D.: Handbook of Paleontological Techniques: 3–7; San Francisco, London (Freeman).

MARTINI, E. (1976): Cretaceous to Recent Calcareous Nannoplankton from the Central Pacific Ocean (DSDP Leg 33). – In: SCHLANGER, S. O., JACKSON, E. D. et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **33:** 383–423, 1 Fig., 6 Tab., 13 Taf.; Washington.

PERCH-NIELSEN, K. (1977): Albian to Pleistocene Calcareous Nannofossils from the Western South Atlantic, DSDP Leg 39. – In: SUPKO, P. R., PERCH-NIELSEN, K. et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **39:** 699–823, 1 Fig., Tab. 23, Taf. 50; Washington.

— — (1979): Calcareous Nannofossils from the Cretaceous between the North Sea and the Mediterranean. – Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, No. **6:** 223–272, 24 Fig., 2 Taf.; Stuttgart.

PFLAUMANN, U. & ČEPEK, P. (1982): Cretaceous Foraminiferal and Nannoplankton Biostratigraphy and Paleoecology along the West African Continental Margin. – In: RAD, U. V., HINZ, K., SARNTHEIM, M. & SEIBOLD, E.: Geology of the Northwest African Continental Margin: 309–353, 9 Fig., 3 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York.

ROTH, P. H. (1973): Calcareous Nannofossils – Leg 17, Deep Sea Drilling Project. – In: WINTERER, E. L., EWING, J. I. et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **17:** 695–795, 2 Fig., 9 Tab., 27 Taf.; Washington.

SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous Calcareous Nannoplankton. – Geologie en Mijnbouw, **56,** (1): 37–65, 16 Fig., 1 Taf.; Den Haag.

VERBEEK, J. W. (1977): Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy of Middle and Upper Cretaceous Deposits in Tunisia, Southern Spain and France. – Utrecht Micropal. Bull. **16:** 1–157, 21 Fig., 12 Taf.; Utrecht.

Tafel 1

Alle Fig.: Vergr. 3600fach

Fig. 1: *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE, 1954)
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

Fig. 2: *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY, 1912)
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

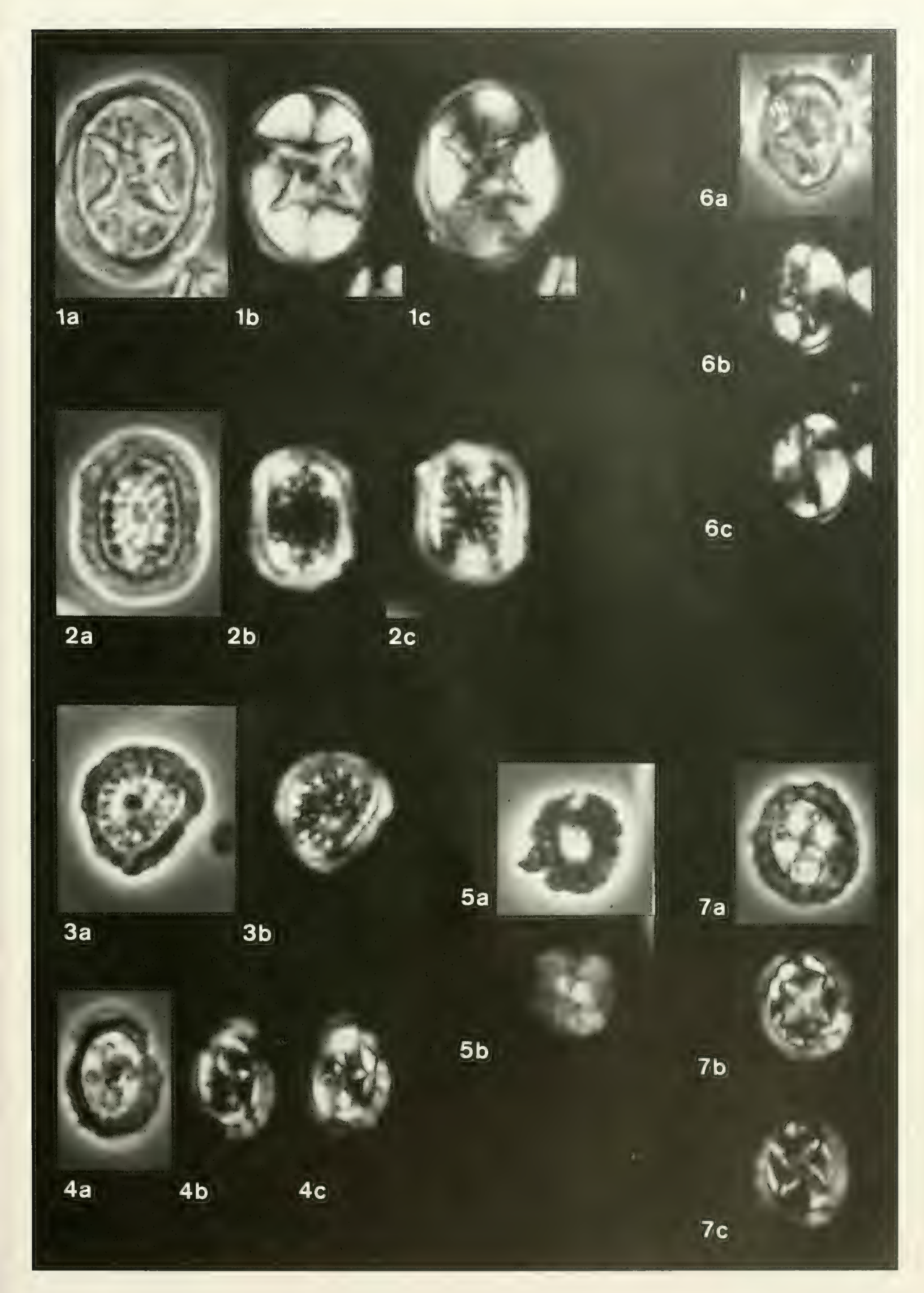
Fig. 3: *Cribrosphaerella* cf. *ehrenbergi* (ARKHANGELSKY, 1912)
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol

Fig. 4: *Prediscosphaera spinosa* (BRAMLETTE & MARTINI, 1964)
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

Fig. 5: *Biscutum constans* (GORKA, 1957)
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol

Fig. 6: *Eiffellithus eximius* (STOVER, 1966)
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

Fig. 7: *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY, 1912)
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°


1a
1b
1c
2a
2b
2c
3a
3b
4a
4b
4c
5a
5b
6a
6b
6c
7a
7b
7c

Tafel 2

Alle Fig.: Vergr. 3600fach

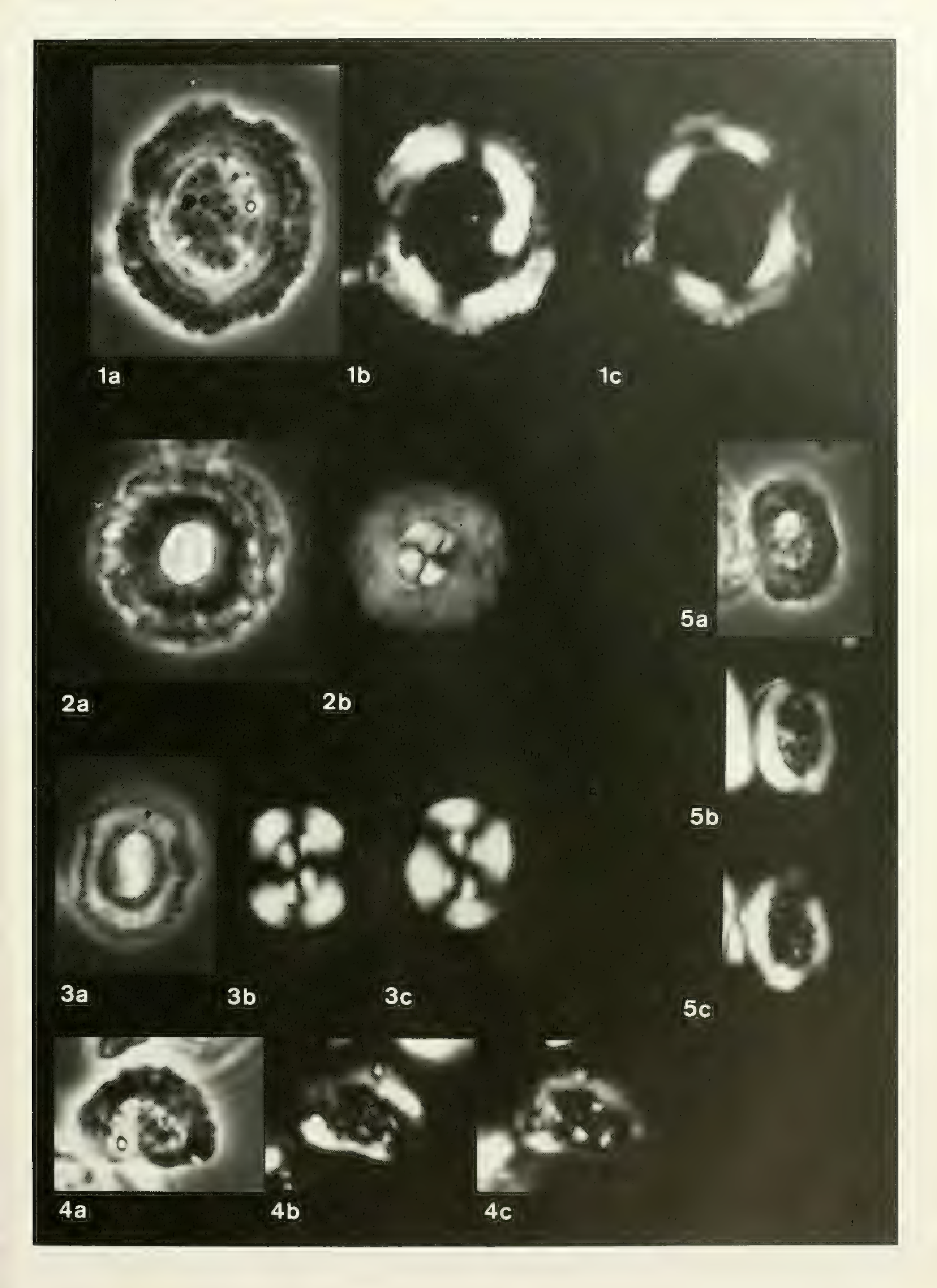
Fig. 1: *Manivitella pemmatoidea* (DEFLANDRE, 1965)
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

Fig. 2: *Markalius astroporus* STRADNER, 1963
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol

Fig. 3: *Watznaueria barnesae* (BLACK, 1959)
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

Fig. 4: *Rhagodiscus reniformis* PERCH-NIELSEN, 1973
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

Fig. 5: *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE & MARTINI, 1964
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°


1a
1b
1c
2a
2b
5a
5b
3a
3b
3c
5c
4a
4b
4c

Tafel 3

Alle Fig.: Vergr. 3600fach

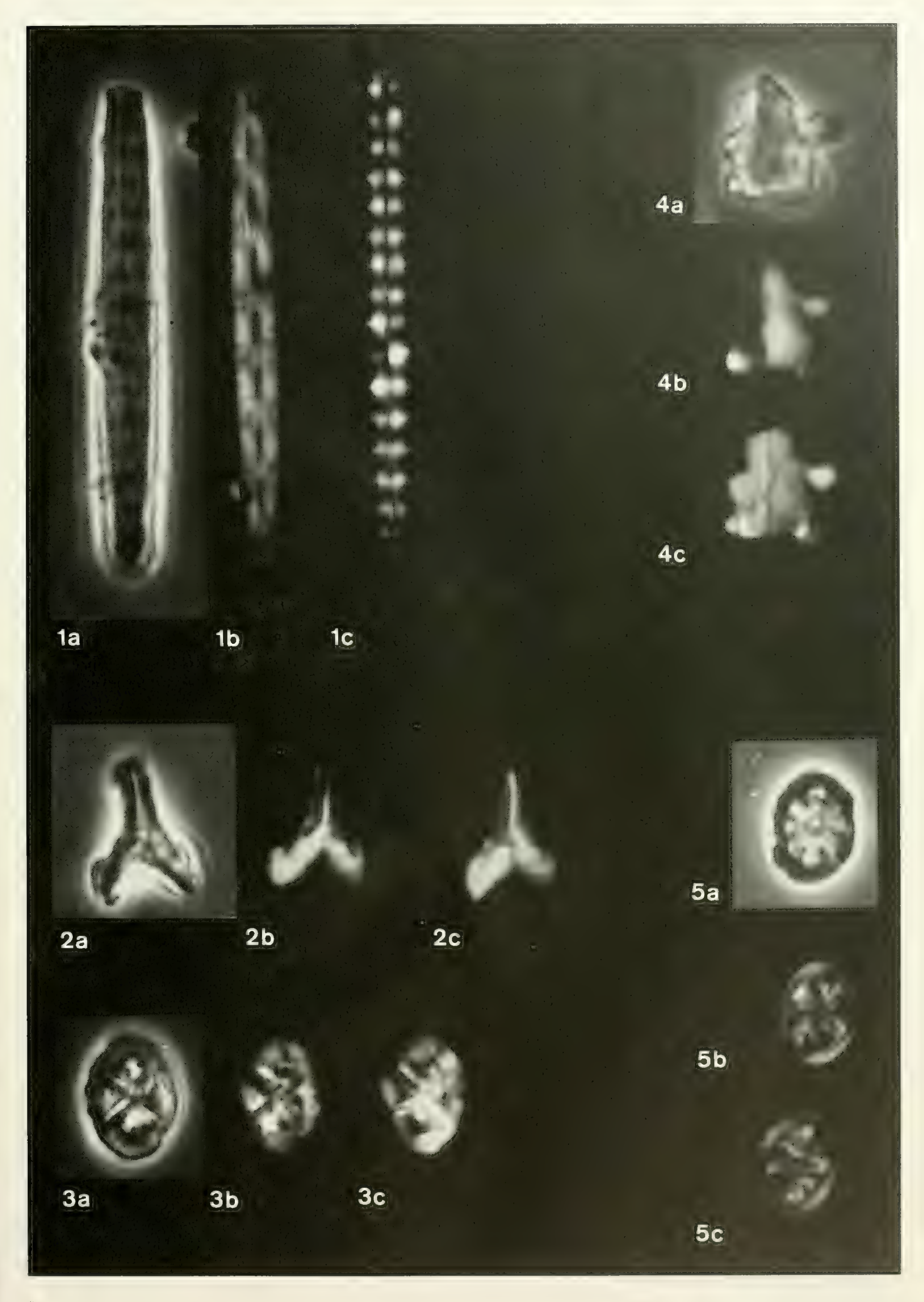
Fig. 1: *Microrhabdulus stradneri* BRAMLETTE & MARTINI, 1964
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

Fig. 2: *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER, 1961)
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

Fig. 3: *Chiastozygus litterarius* (GORKA, 1957)
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

Fig. 4: *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE, 1959
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

Fig. 5: *Parhabdolithus regularis* (GORKA, 1957)
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°


1a
1b
1c
4a
4b
4c
2a
2b
2c
5a
3a
3b
3c
5b
5c

Tafel 4

Alle Fig.: Vergr. 3600fach

Fig. 1: *Micula staurophora* (GARDET, 1955)
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

Fig. 2: *Planulithus obscurus* (DEFLANDRE, 1959)
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

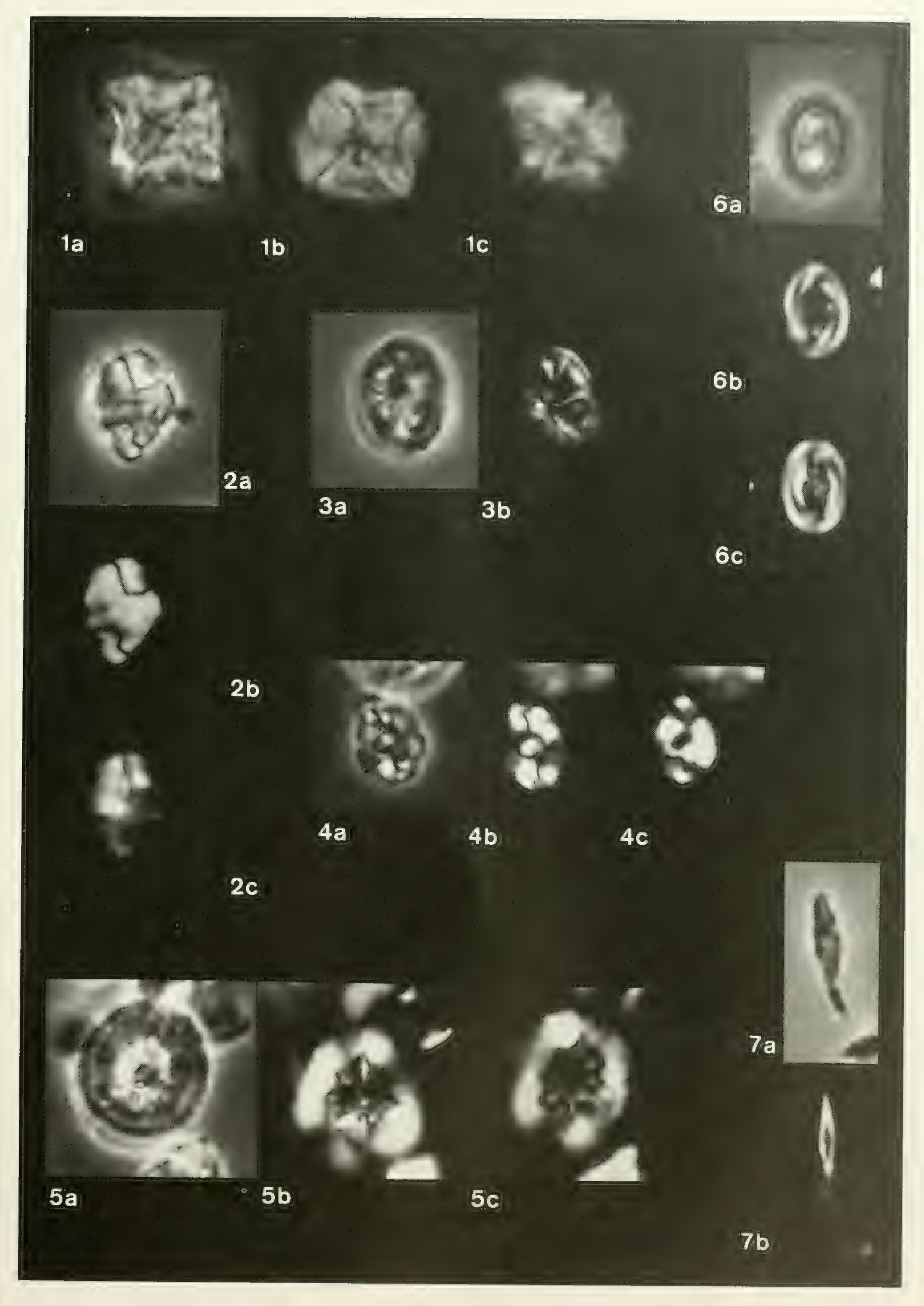
Fig. 3: *Vagalapilla octoradiata* GORKA, 1957
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol

Fig. 4: *Russellia bukryi* RISATTI, 1973
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

Fig. 5: *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI, 1964
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

Fig. 6: *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI, 1964
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol
- c x-Nicol + 45°

Fig. 7: *Scapholithus fossilis* DEFLANDRE, 1954
- a Phasen-Kontrast
- b x-Nicol


1a
1b
1c
6a
6b
2a
3a
3b
6c
2b
4a
4b
4c
2c
7a
5a
5b
5c
7b

Tafel 5

Alle Fig.: Vergr. 3600fach

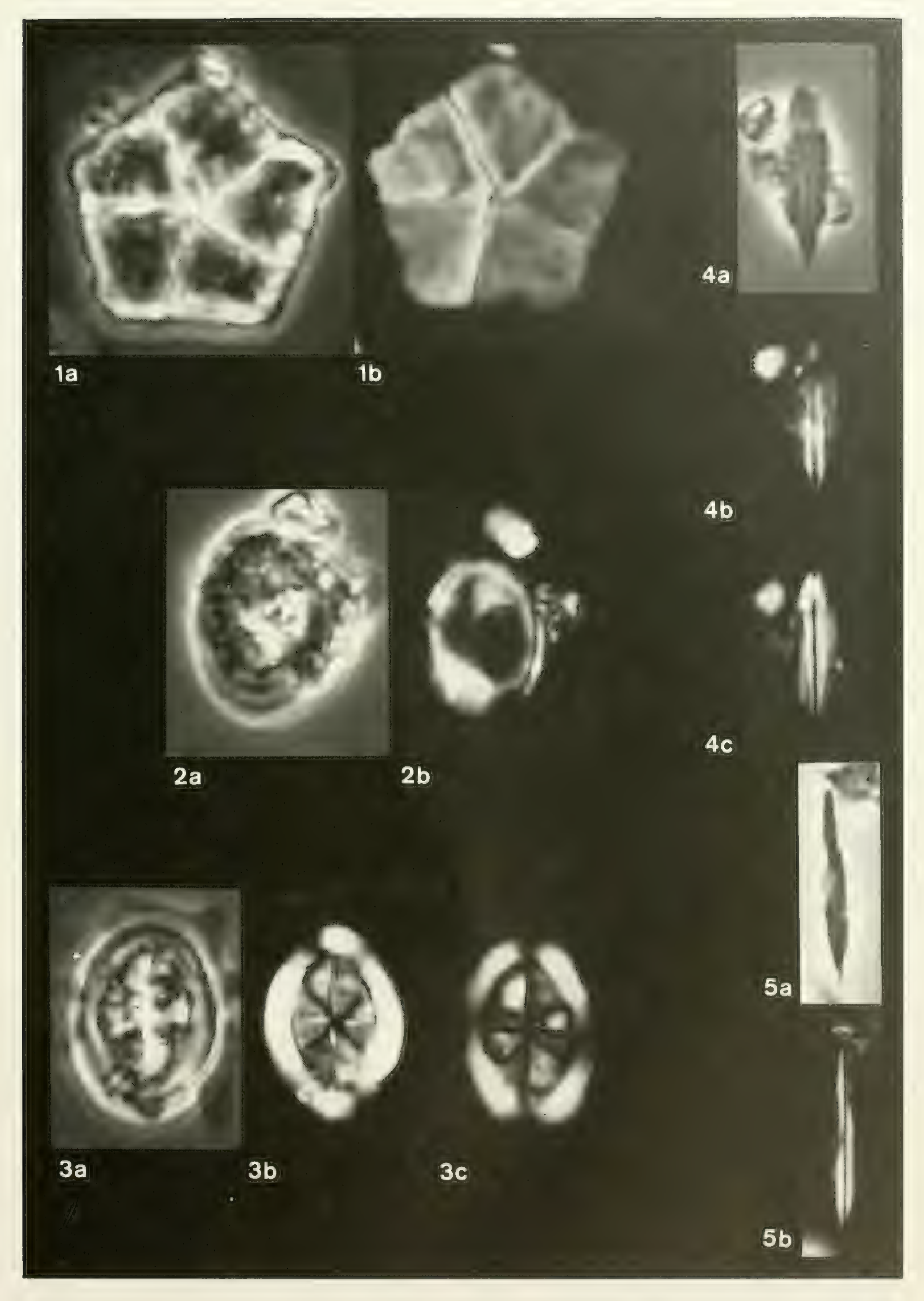
Fig. 1: *Braarudosphaera bigelowi* (GRAN & BRAARUND, 1935)
a Phasen-Kontrast
b x-Nicol

Fig. 2: *Kamptnerius magnificus* DEFLANDRE, 1959
a Phasen-Kontrast
b x-Nicol

Fig. 3: *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, 1959
a Phasen-Kontrast
b x-Nicol
c x-Nicol + 45°

Fig. 4: *Lithraphidites* cf. *quadratus* BRAMLETTE & MARTINI, 1964
a Phasen-Kontrast
b x-Nicol
c x-Nicol + 45°

Fig. 5: *Lithraphidites carniolensis* DEFLANDRE, 1963
a Phasen-Kontrast
b x-Nicol


1a
1b
4a
4b
4c
2a
2b
3a
3b
3c
5a
5b



Zitteliana	10	653–661	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Die Belemniten der Inoceramen-Mergel (Buntmergelserie, Ultrahelvetikum, Unter-Maastricht) des Moos-Grabens SE Siegsdorf (Oberbayern) und ihre stratigraphische Bedeutung

Von

MAX-GOTTHARD SCHULZ & FRIEDRICH SCHMID*)

Mit 7 Abbildungen und 1 Tafel

KURZFASSUNG

Aus den Inoceramen-Mergeln in der Buntmergelserie (Nord-Ultrahelvetikum) des Moos-Grabens bei Siegsdorf in Oberbayern konnte eine umfangreiche Belemniten-Fauna geborgen werden. Mit Ausnahme eines Einzelexemplares von *Belemnitella pulchra* SCHULZ (erster Nachweis in S-Deutschland) gehören alle Rostren zu *Belemnella gracilis* (ARCHANGELSKY). Nach dem gemeinsamen Vorkommen dieser beiden Arten muß die Moos-Graben-Fauna in den tiefsten Teil des Oberen Unter-Maastricht, untere bis mittlere *B. sumensis*-Zone eingestuft werden.

ABSTRACT

A large number of belemnites has been collected from the *Inoceramus*-Marls in the Buntmergelserie (northern facies of the Ultrahelvetic zone) of the Moos-Graben near Siegsdorf in Bavaria. Apart from a single specimen of *Belemnitella pulchra* SCHULZ (first record from S. Germany) the belemnite fauna consists exclusively of *Belemnella gracilis* (ARCHANGELSKY). The association of these two species proves that the fauna of the Moos-Graben belongs to the lower to middle part of the *B. sumensis* zone, upper Lower Maastrichtian.

1. EINLEITUNG

Nachdem wir kürzlich im Rahmen der Bearbeitung einer kleinen Belemniten-Population aus dem bayerischen Helvetikum bei Adelholzen (SCHMID & SCHULZ 1979) zeigen konnten, daß Belemniten in der alpinen Oberkreide häufiger als erwartet vorkommen und für die „Nord-Süd-Korrelation" bestens geeignet sind, wurden wir von den Münchener Kollegen H. HAGN und D. HERM aufgefordert, die Belemniten eines neuen Fundpunktes in der Buntmergelserie des Ultrahelvetikums (sogen. Inoceramen-Mergel) zu bearbeiten. Die genaue geographische Lage dieses im Moos-Graben bei Siegsdorf gelegenen Fundpunktes sowie die geologische Situation und die Lithologie sind in HAGN et al. (1981) und in HAGN & HERM (1983, dieser Band, S. 613) beschrieben (Abb. 1).

Die Untersuchung dieser Belemniten erschien um so reizvoller, als zusammen mit den Belemniten andere stratigraphisch wichtige Faunenelemente (Foraminiferen, Inoceramen, Ammoniten, Echiniden, Crinoiden) gefunden wurden und parallel von Spezialisten bearbeitet werden (HAGN & HERM 1983; SCHULZ 1983; beide dieser Band).

Das erstaunlich umfangreiche Belemniten-Material wurde uns zum Teil von den Münchener Kollegen und Herrn R. SCHMID (Haslach, Traunstein) zur Bearbeitung übergeben, wofür wir herzlich danken; zum Teil entstammt es eigenen Aufsammlungen.

Die Präparations-, Abguß- und Photoarbeiten wurden von den Herren W. REIMERS (Kiel), H. AXMANN und B. WATERSTRADT (Hannover) in bewährter Weise durchgeführt. Auch ihnen sind wir zu Dank verpflichtet.

*) M.-G. SCHULZ, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, Olshausenstr. 40/60, D-2300 Kiel; F. SCHMID, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Postfach 510153, D-3000 Hannover 51.



Abb. 1. Lageskizze des Fundpunktes im Moosgraben, SE Siegsdorf.

2. DIE BELEMNITENFAUNA DES INOCERAMEN-MERGELS

2.1 ALLGEMEINES

Aus der 2–3 m mächtigen Fundschicht liegen uns über 30 einigermaßen vollständige Rostren und zahlreiche Fragmente vor. Die Rostren sind erstaunlich wenig tektonisch deformiert und gut erhalten. Allerdings sind sie zum großen Teil als isolierte Bruchstücke eingebettet worden. Verglichen mit der etwa gleichalten Belemniten-Fauna aus dem Helvetikum von Adelholzen (Schmid & Schulz 1979) sind die Rostren häufiger angebohrt und mit Epizoen *(Dimyodon,* Serpeln u. a.) bewachsen; auch sind die Alveolen kaum pyritisiert und dadurch wesentlich besser erhalten. Dies würde nach der Theorie von Schulz (1979, S. 46) für eine im Vergleich zu Adelholzen langsamere Einbettung sprechen.

Wie beim Adelholzener Material wurden alle vollständigeren Exemplare, die nicht ohne weiteres dorsoventral gespalten werden konnten, zunächst photographiert und abgegossen, dann mit einer sehr dünnen (0,3 mm) Säge von der Dorsalseite her angesägt und erst danach gespalten.

2.2 GATTUNG *BELEMNELLA*

2.2.1 Merkmale

Die im Folgenden zur Beschreibung der Belemnellen verwendeten Merkmale sind ausführlich in Schulz (1979, S. 13 ff.) definiert. Die Grundmeßwerte sind in Abb. 2 dargestellt. Wichtigste Merkmale zur Unterscheidung der verschiedenen Arten der Gattung *Belemnella* sind die Gestalt der Rostren im Ventralaspekt (AV), und die normierte Länge des Rostrum solidum (Lsn), die sich nach den folgenden Formeln aus den in Abb. 2 dargestellten Meßwerten berechnen lassen:

$$AV = (Bs - Bc) \cdot 100 : Bp \, [\%]$$

$$Lsn = Ls + WQs \cdot (13{,}5 - Dp) \, [mm]$$

Die AV-Werte sind für keulenförmige Rostren (Bs > Bc) positiv, für kegelförmige (Bs < Bc) negativ. Der für die Berechnung der Normlänge (Lsn) notwendige Umrechnungsfaktor ergibt sich aus der Steigung der Wachstumsgeraden, die bei 5 Exemplaren ermittelt werden konnte (Abb. 3). Der Mittelwert aus den Steigungen der 5 Geraden beträgt 4,1 (über die zugehörigen Winkel berechnet). Für die Belemnellen des Moosgrabens kann daher WQs = 4 eingesetzt werden.

Nur am dorsoventral gespaltenen oder angeschliffenen Rostrum können die „inneren" Merkmale untersucht werden (vgl. Schulz 1979, Abb. 5):

Alveolenwinkel (WA): der dorsoventrale Öffnungswinkel der Alveole im Abschnitt 10–20 mm vor dem Protoconch.

Schatsky-Wert (SW): der parallel zur Alveolenachse gemessene Abstand des Ansatzpunktes des Schlitzbodens an der Alveole vom Mittelpunkt des Protoconchs.

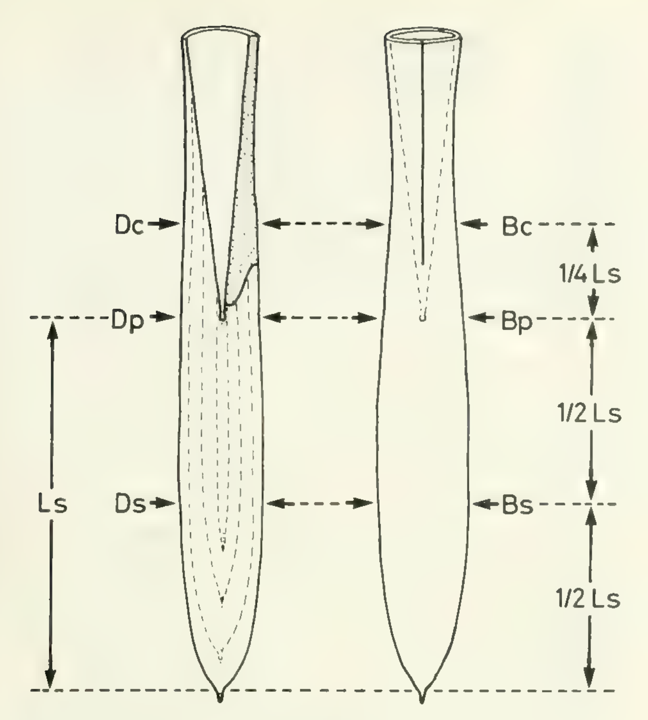


Abb. 2. Meßwerte zur Erfassung der Rostrenform.
B = Breite, D = Dicke, L = Länge.

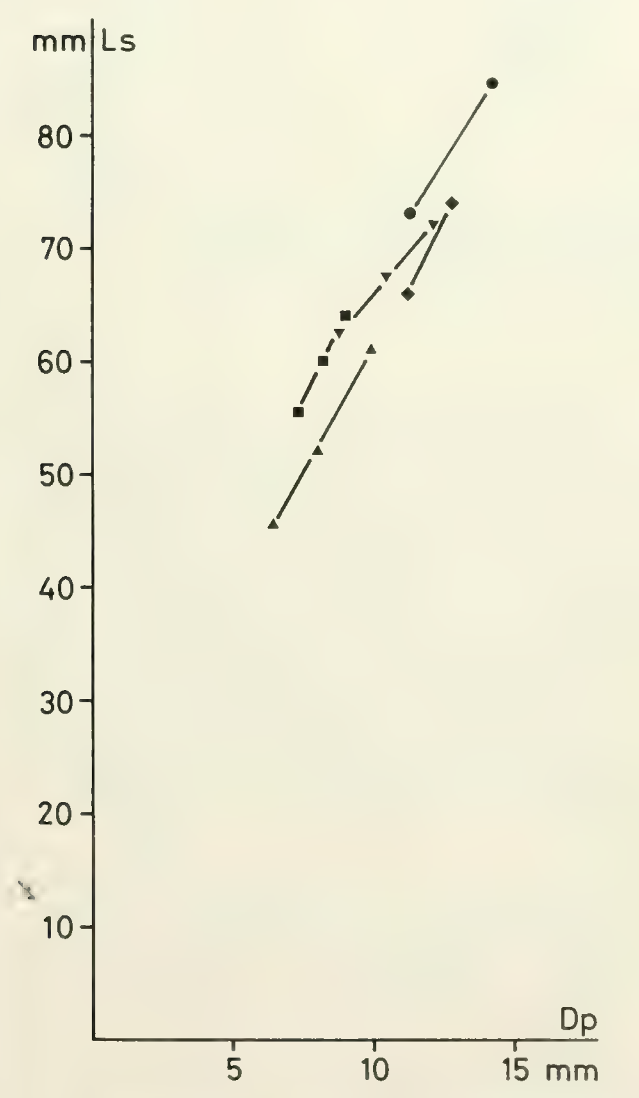


Abb. 3. Wachstumskurven von 5 Exemplaren von *Belemnella gracilis* aus den Inoceramen-Mergeln des Moos-Grabens.

Frühontogenetischer Schlitzbodenwinkel (WS1): der Winkel zwischen dem ersten inneren Abschnitt des Schlitzbodens und der Alveolenachse.

Schlitzbodenwinkel (WS): der Winkel zwischen der Geraden, welche die beiden Enden des Schlitzbodens verbindet, und der Alveolenachse.

2.2.2 Beschreibung

Die Belemnellen des Moosgrabens sind durch elongate, schwach keulenförmige, apikal regelmäßig zugespitzte Rostren gekennzeichnet. Trotz relativ großer Variationsbreite gehören sie wahrscheinlich alle zu derselben Art:

Belemnella gracilis (ARCHANGELSKY, 1912)
Abb. 5; Taf. 1, Fig. 1–11

1912 *Belemnitella lanceolata* SCHLTH. var. *gracilis* m. – ARCHANGELSKY: Taf. 9, Fig. 5.
1958 *Belemnitella lanceolata* (SINZOW) var. *gracilis* ARKHANGELSKII. – NIKITIN: Taf. 22, Fig. 1–3.
1962 *Belemnitella lanceolata lanceolata* (SCHLOTHEIM, 1813). – KONGIEL: Taf. 9, Fig. 7–9 (non 10–12).
1979 *Belemnella (B.) gracilis* (ARCHANGELSKY, 1912). – SCHULZ: Taf. 3, Fig. 1–7.
1979 *Belemnella gracilis* (ARCHANGELSKY 1912). – SCHMID & SCHULZ: Taf. 1, Fig. 1–3.

Holotypus: Das von ARCHANGELSKY (1912, Taf. 9, Fig. 5) abgebildete Exemplar von Saratow (Wolga-Gebiet).

Diagnose: vgl. SCHULZ 1979, S. 100.

Material: 31 relativ vollständige Exemplare und zahlreiche Fragmente.

Biometrie: Die *Belemnella*-Population des Moosgrabens hat einen AV-Mittelwert von 8,9% und einen Lsn-Mittelwert von 77,8 mm. Sie kann damit eindeutig zu *Belemnella gracilis* gestellt werden (Abb. 4). Von den 27 Exemplaren, bei denen AV und Lsn bestimmt werden konnten, liegen nur 7 außerhalb des *B. gracilis*-Feldes. Sie dürften dennoch zu *B. gracilis* gehören (Extremvarianten). Davon zeigen 2 Exemplare ungewöhnlich hohe Lsn-Werte, wie sie sonst nur von *Belemnella longissima* SCHULZ, 1979 erreicht werden.

Das hier behandelte Material stellt die bisher beste und umfangreichste Population von *B. gracilis* dar. Aus diesem Grunde haben wir auch die diagnostisch weniger wichtigen „inneren" Merkmale dargestellt (Abb. 5, 6).

Vergleiche: Die Moos-Graben-Population stimmt weitgehend mit der von Adelholzen überein. Die Variationsbreite ist etwas größer und der Lsn-Mittelwert liegt merklich höher als bei der Adelholzen-Population. Allerdings dürfte der von uns 1979 für die Adelholzen-Population errechnete Lsn-Mittelwert von 72 mm etwas zu niedrig sein, da wir mit dem wahrscheinlich zu kleinen Umrechnungsfaktor WQs = 3 (bestimmt aus nur 2 Wachstumskurven) gearbeitet hatten und die Mehrzahl der Rostren von Adelholzen kleinere Dp-Werte als der Dpn-Wert von 13,5 mm aufweist. Mit dem wahrscheinlich richtigeren Umrechnungsfaktor von WQs = 4, der für die Moos-Graben-Population ermittelt wurde, berechnet, liegt der Lsn-Mittelwert der Adelholzen-Population bei 75 mm. Dieser berichtigte Wert wurde zum Vergleich in das Bestimmungsdiagramm (Abb. 4) eingetragen.

Die süddeutschen Exemplare von *B. gracilis* stimmen recht gut mit den wenigen aus der borealen Schreibkreide von

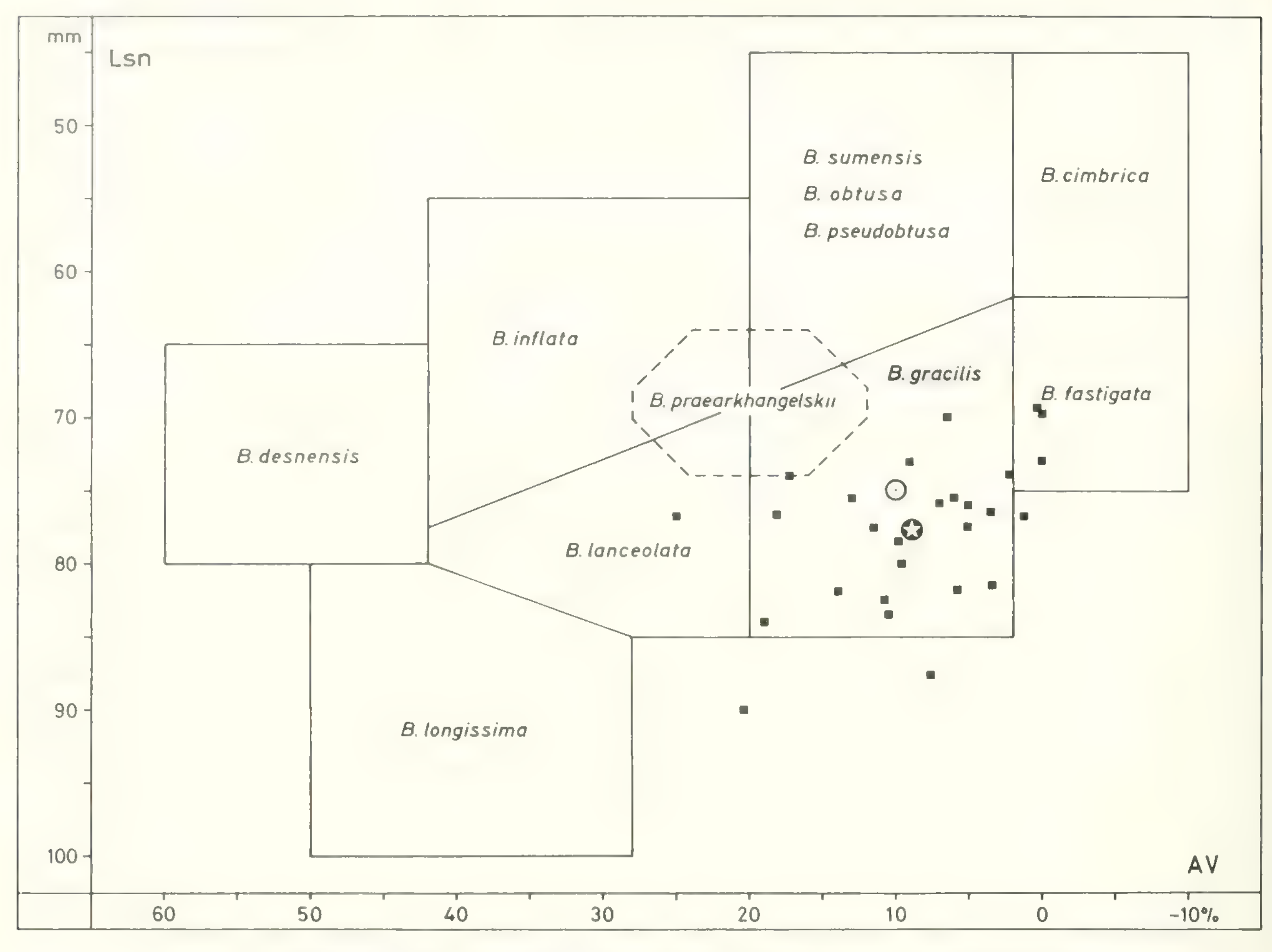


Abb. 4. Beziehung zwischen der Normlänge des Rostrum solidum (Lsn) und der Rostrenform im Ventralaspekt (AV) bei *Belemnella gracilis* aus den Inoceramen-Mergeln des Moos-Grabens, eingetragen in das Bestimmungsdiagramm für die Gattung *Belemnella* (nach SCHULZ 1979, Abb. 53). – Quadrate: Einzelexemplare aus dem Moos-Graben. Stern: Mittelwert der Moos-Graben-,,Population". Kreis: Mittelwert der Adelholzen-Population zum Vergleich (s. S. 655 und SCHMID & SCHULZ, 1979)

NW-Deutschland und Dänemark bekannten Vertretern dieser Art überein (vgl. SCHMID & SCHULZ 1979, Abb. 3–7). Die Schreibkreide-Individuen sind allerdings durchweg etwas größer und haben wahrscheinlich deshalb einen stärker abgesetzten Mucro.

2.3 GATTUNG *BELEMNITELLA*

Ein einziges Rostrum der Belemniten-Kollektion aus den Inoceramen-Mergeln des Moos-Grabens gehört nicht zu *Belemnella gracilis*. Obgleich das Einzelstück nicht spaltbar ist und wegen seiner besonderen Bedeutung von uns vorerst nicht angeschliffen wurde, kann es auf Grund des geraden Verlaufes der dorsolateralen Doppellinien und anderer Skulpturelemente eindeutig der Gattung *Belemnitella* zugeordnet werden. Das Rostrum zeichnet sich durch seine geringe Größe (Dp = 7,0–7,3 mm) und die für einen Vertreter der Gattung *Belemnitella* außerordentlich schlanke, zierliche Gestalt aus. Trotz seiner geringen Größe zeigt das Rostrum besonders auf der Ventralseite eine ausgeprägte Skulptur, weshalb es ± ausgewachsen sein dürfte. Im Bereich des Rostrum cavum, etwa bis zum Protoconch bewirken reich verzweigte Gefäßeindrücke eine runzelige Oberfläche. Dahinter werden die Gefäßeindrücke feiner. In diesem Bereich beginnt eine ebenfalls feine, aber deutliche Längsstriemung, die zusammen mit den Gefäßeindrücken eine typische ,,Pseudogranulation" ergibt. Im hinteren Drittel des Rostrum solidum ist nur noch eine schwache Längsstriemung zu erkennen, die im Apikalbereich schließlich verschwindet. Ein auffälliges Skulpturelement auf den Lateralseiten des Rostrums ist ein fast parallel zur Rostrenachse verlaufender, schmaler, stark eingetiefter Gefäßeindruck im vorderen Teil des Rostrum solidum.

Durch die gesamte Skulptur, die geringe Größe und die schlanke, zierliche Gestalt kann das Rostrum eindeutig als *Belemnitella pulchra* SCHULZ, 1982 bestimmt werden, die bisher nur aus NW-Deutschland (Kronsmoor) und Polen (Weichseldurchbruch) bekannt war (SCHULZ 1982, S. 287).

Abb. 5. Vereinfachte Zeichnungen des dorsoventral gespaltenen Rostrum cavum von *Belemnella gracilis* aus den Inoceramen-Mergeln des Moos-Grabens. × 2.
Originale: Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie Nr. 1977 XXI/1 (a) bis 9 (i).

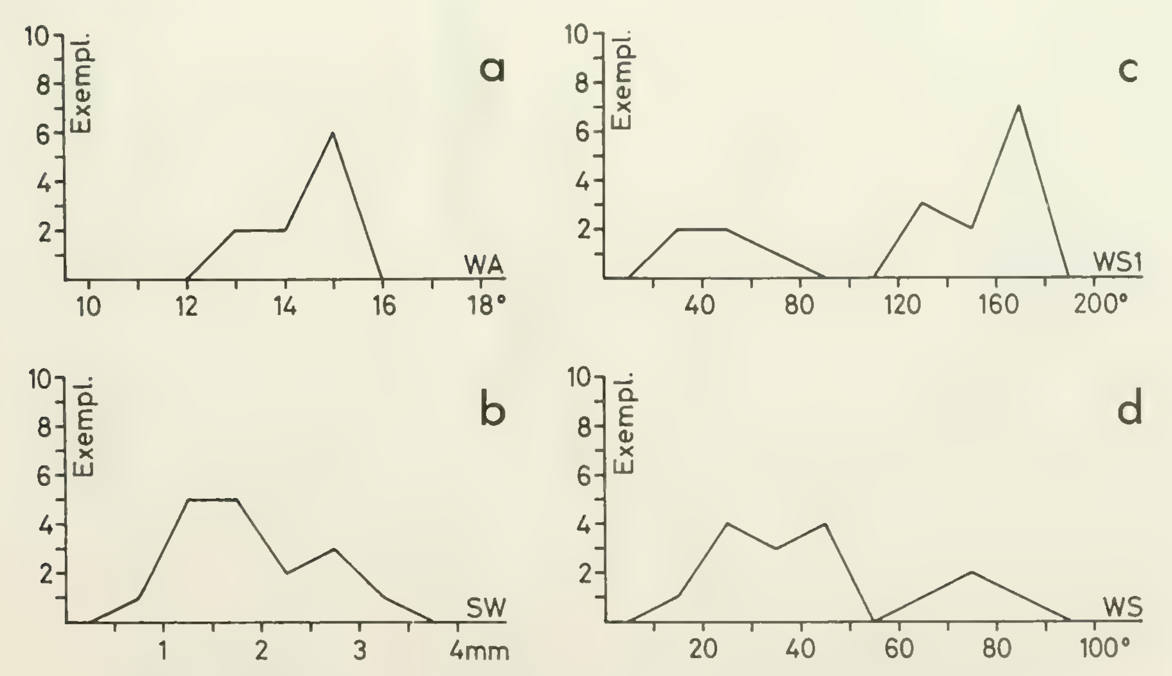


Abb. 6. Verteilungskurven für die „inneren" Merkmale von *Belemnella gracilis* aus den Inoceramen-Mergeln des Moos-Grabens. – a: Alveolenwinkel (WA), b: Schatsky-Wert (SW), c: Frühontogenetischer Schlitzbodenwinkel (WS 1), d: Schlitzbodenwinkel (WS)

3. STRATIGRAPHISCHE EINSTUFUNG

In der borealen Schreibkreide NW-Deutschlands und Dänemarks ist *Belemnella gracilis* auf das Obere Unter-Maastricht *(B. sumensis-* bis *B. cimbrica-*Zone)* beschränkt (Abb. 7). Wie schon die *B. gracilis* führenden Pattenauer Schichten der Nordfazies des Helvetikum (Schmid & Schulz 1979) dürften auch die Inoceramen-Mergel in der Buntmergelserie des Moos-Grabens (Nord-Ultrahelvetikum) in den genannten stratigraphischen Bereich einzustufen sein.

Die für *B. gracilis* relativ hohen Mittelwerte von AV = 8,9% und Lsn = 77,8 mm der Moos-Graben-Population sprechen eher für eine Einstufung in die *B. sumensis-*Zone (vgl. Schulz 1979, S. 100, Abb. 35, 36).

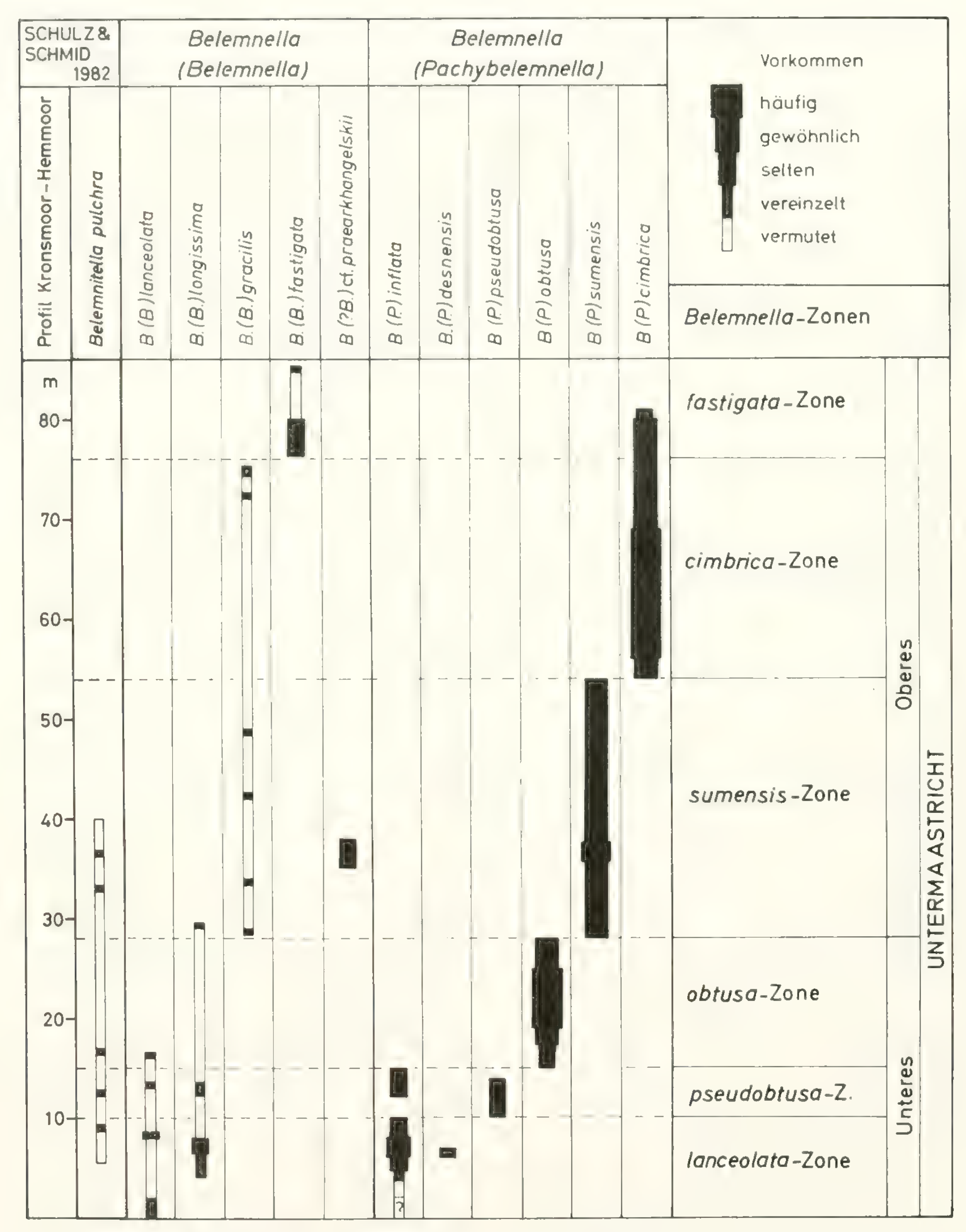


Abb. 7. Stratigraphische Reichweiten der verschiedenen Belemniten-Arten im Unter-Maastricht des Richtprofils für die boreale Schreibkreide NW-Deutschlands (Kronsmoor – Hemmoor) und Zonengliederung (aus Schulz 1979, Abb. 65, ergänzt nach Schulz 1982, Tab. 1).
Nach dem gemeinsamen Vorkommen von *Belemnella gracilis* und *Belemnitella pulchra* ist der Inoceramen-Mergel in der ultrahelvetischen Buntmergelserie des Moosgrabens mit der unteren Hälfte der *B. sumensis-*Zone (28–40 m-Marke) des Kronsmoor-Hemmoor-Profils zu korrelieren.

Die zweite im Moos-Graben nachgewiesene Belemniten-Art *Belemnitella pulchra* reicht in NW-Deutschland (Kronsmoor) nur bis zur mittleren *B. sumensis*-Zone (vgl. Abb. 7 und Schulz 1979, Tab. 7). Unter der Voraussetzung, daß die stratigraphische Reichweite von *B. pulchra* im Kronsmoor-Hemmoor-Profil weitgehend erfaßt ist, kann damit die Einstufung der Inoceramen-Mergel noch stärker eingeengt werden.

Nach dem gemeinsamen Auftreten von *Belemnella gracilis* (vermutlich frühe Form) und *Belemnitella pulchra* muß die Moos-Graben-Fauna in den tiefsten Teil des Oberen Unter-Maastricht, untere bis mittlere *B. sumensis*-Zone eingestuft werden. Konkret können die Inoceramen-Mergel in der Buntmergelserie des Moosgrabens mit einem ca. 12 m mächtigen Bereich des Kronsmoor-Hemmoor-Profils (28–40 m-Marke), in dem das gesamte Unter-Maastricht 86 m mächtig ist, korreliert werden (Abb. 7).

4. ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN

Archangelsky, A. D. (1912): Die Oberkreide-Ablagerungen im Osten des europäischen Rußland. – Mater. Geol. Ross., **25**, 631 S., 18 Abb., 10 Taf.; SPB. – [russisch]

Hagn, H. & Herm, D. (1983): Die Foraminiferen der Inoceramen-Mergel (Buntmergelserie, Ultrahelvetikum, Unter-Maastricht) des Moos-Grabens SE Siegsdorf (Oberbayern). – Zitteliana, **10**, S. 613–635, 1 Abb., 4 Taf., München.

— —, Herm, D., Malz, H. & Martini, E. (1981): Moos-Graben, Oberlauf. – In: Hagn, H.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – Geologica Bavarica, **82**, S. 112–115; München.

Kongiel, R. (1962): On belemnites from Maastrichtian, Campanian and Santonian sediments in the Middle Vistula valley (Central Poland). – Prace Muzeum Ziemi, **5**, S. 3–148, 130 Abb., 21 Taf.; Warszawa.

Nikitin, I. I. (1958): Oberkreidebelemniten des Nordost-Flügels der Dnjepr-Donez-Senke. – Akad. Nauk Ukr. RSR, Trudy Inst. Geol. Nauk, Ser. Stratigr. i. Paleont., **20**, 92 S., 23 Taf.; Kiew. – [ukrainisch]

Schmid, F. & Schulz, M.-G. (1979): *Belemnella gracilis* (Archangelsky) von Adelholzen bei Siegsdorf in Oberbayern. – Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, **6**, S. 151–158, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.

Schulz, M.-G. (1979): Morphometrisch-variationsstatistische Untersuchungen zur Phylogenie der Belemniten-Gattung *Belemnella* im Untermaastricht NW-Europas. – Geol. Jb., **A 47**, S. 3–157, 66 Abb., 7 Tab., 12 Taf.; Hannover.

— — (1982): Erster Nachweis der Belemnitengattung *Belemnitella* (*B. pulchra* n. sp.) im mittleren Untermaastricht NW-Deutschlands. – Geol. Jb., **A 61**, S. 279–293, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.

— — (1983): Die Echinodermen der Inoceramen-Mergel (Buntmergelserie, Ultrahelvetikum, Unter-Maastricht) des Moos-Grabens SE Siegsdorf (Oberbayern). – Zitteliana, **10**, S. 715–723, 3 Abb., 1 Taf., München.

Tafel 1

Alle Rostren sind mit Ammoniumchlorid geweißt und in natürlicher Größe abgebildet. Auf allen in Ventralansicht abgebildeten Belemnellen ist die Lage des Protoconchs durch einen schwarzen Strich markiert.

Die abgebildeten Exemplare sind in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie unter den angegebenen Nummern hinterlegt.

Photographien: H. AXMANN, Hannover.

Fig. 1–11: *Belemnella gracilis* (ARCHANGELSKY, 1912) aus den Inoceramen-Mergeln des Moos-Grabens (Oberes Unter-Maastricht, *B. sumensis*-Zone).

Fig. 1: Nr. 1977 XXI/10; a: Ventral-, b: Lateral- (Ventralseite links), c: Dorsal-Ansicht.
Fig. 2: Nr. 1977 XXI/8; leicht korrodiertes Rostrum; a: Ventral-, b: Lateral-Ansicht (Ventralseite rechts).
Fig. 3: Nr. 1977 XXI/11; a: Ventral-, b: Lateral-Ansicht (Ventralseite links).
Fig. 4: Nr. 1977 XXI/12; a:Ventral-, b: Lateral-Ansicht (Ventralseite links).
Fig. 5: Nr. 1977 XXI/13; ungewöhnlich elongates Rostrum; Ventralansicht.
Fig. 6: Nr. 1977 XXI/14; Ventralansicht.
Fig. 7: Nr. 1977 XXI/15; Ventralansicht.
Fig. 8: Nr. 1977 XXI/16; Rostrum mit pathologischem Ventralschlitz; Ventralansicht.
Fig. 9: Nr. 1977 XXI/17; leicht korrodiertes Rostrum; a: Ventral-, b: Lateralansicht, (Ventralseite links).
Fig. 10: Nr. 1977 XXI/18; juveniles Rostrum; Ventralansicht.
Fig. 11: Nr. 1977 XXI/19; juveniles Rostrum; Ventralansicht.

Fig. 12: *Belemnitella pulchra* SCHULZ, 1982 aus den Inoceramen-Mergeln des Moos-Grabens (Oberes Unter-Maastricht, *B. sumensis*-Zone). Nr. 1977 XXI/20; a: Ventral-, b: Lateral- (Ventralseite links), c: Dorsal-Ansicht.


a
b
c
1
a
2
b
a
3
b
4
a
b
10
11
5
6
7
8
a
9
b
12
a
b
c



Zitteliana	10	663–670	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

The Cretaceous-Tertiary boundary in Sopelana (Biscay, Basque Country)

By

MARCOS A. LAMOLDA, X. ORUE-ETXEBARRIA & FRANCA PROTO-DECIMA*)

With 6 text figures

ABSTRACT

The Sopelana section in the Basque Country (Northern Spain) is a locality with a well exposed outcrop of the Cretaceous-Tertiary boundary, like the well known Zumaya section. A detailed sequence 12 m thick has been studied, and its planktonic foraminifera and calcareous nannoplankton has been classified. The first occurrence of *Globigerina (E.) eugubina* is a few centimeters above the extinction of upper Cretaceous planktonic foraminifera. Several changes occur in the associations, of both planktonic foraminifera and calcareous nannoplankton, prior to the C/T boundary, mainly in the number of species and the abundance of specimens. A *Thoracosphaera* spp. flood occurs at the lowermost *eugubina* zone, meanwhile the planktonic foraminifera are sparse. Correlations with other sections show some minor changes in deposition rates, that make it difficult to establish the biostratigraphy of the C/T boundary.

KURZFASSUNG

Das Sopelana Profil (Baskenland, N-Spanien) zeigt gut aufgeschlossen die Kreide/Tertiärgrenze, gleichermaßen wie das Zumaya Profil. Ein Detailprofil von 12 km wurde auf planktonische Foraminiferen und kalkiges Nannoplankton untersucht. Das erste Auftreten von *Globigerina (E). eugubina* liegt wenige Zentimeter über dem Aussetzen der kretazischen planktonischen Foraminiferen. Verschiedene Schwankungen in den Vergesellschaftungen der planktonischen Foraminiferen und des kalkigen Nannoplankton (hauptsächlich in der Diversität und Häufigkeitsverteilung der Arten) treten vor der Kreide/Tertiärgrenze auf. Eine *Thoracosphaera*-Blüte findet sich in der untersten *eugubina*-Zone, während die planktonischen Formaniniferen noch dünn gesät sind. Korrelationen mit anderen Profilen zeigen einige geringfügige Schwankungen in der Sedimentationsrate, die eine genaue Biostratigraphie an der Kreide/Tertiär-Grenz erschweren.

INTRODUCTION

The Basque-Cantabric Basin in Northern Spain is limited by the Pyrenees to the east, the Asturian Massif to the west and the Ebro and Duero Basins to the south. In its northern central area there is the Flysch zone, characterised by sedimentary rocks from Albian to Middle Eocene ages, principally of a flysch nature (Figure 1).

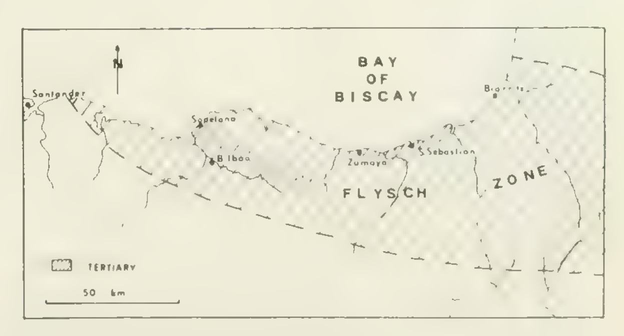


Fig. 1. Geographical and geological situation of the Sopelana section (inspired in MANGUIN &RAT, 1962).

*) M. A. LAMOLDA and X. ORUE-ETXEBARRIA, Universidad del País Vasco, Facultad de Ciencias, Apartado 644, Bilbao-Spain; F. PROTO-DECIMA, Istituto di Geologia dell'Universita, Via Giotto, 1, 35100 Padova, Italia. Consiglio Nazionale delle Ricerche Italiano, gruppo Paleontologia stratigrafica ed Evoluzione.

Flysch sedimentation is not continued in some time-intervals and geographic areas. Limestones, marlstones and marls, rich in planktonic foraminifera and coccoliths, occur in some cases like the Cretaceous-Tertiary boundary, from Upper Maastrichtian to Upper Paleocene-lowermost Eocene ages. A paleogeographical model has been proposed by PLAZIAT (1975): in this a trough oriented NW-SE received turbiditic sediments from continental margins with a prevalent calcareous sedimentation.

There are several outcrops of the C/T boundary from Bilbao to Biarritz; Zumaya, on the Guipuzcoan coast, is the best known. GÓMEZ de LLARENA (1954, 1956), HERM (1965), von HILLEBRANDT (1965), KAPELLOS (1974) and PERCIVAL & FISCHER (1977) are some of the more interesting micropaleontological papers. Another interesting locality is near Biarritz, referred to by STUART-MENTEATH (1894) and de LAPPARENT (1918), and whose nannoflora has recently been studied by PERCH-NIELSEN (1979).

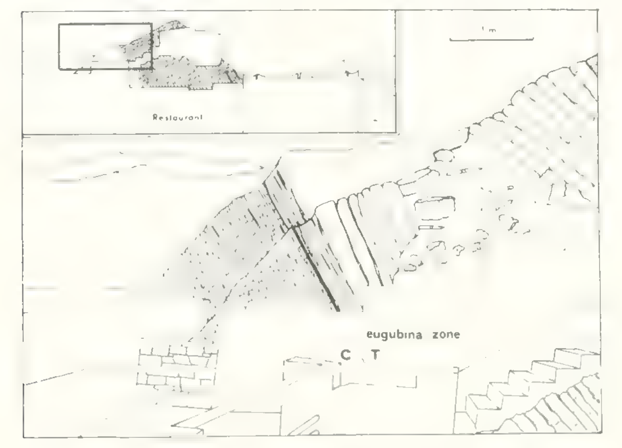


Fig. 2. The Cretaceous-Tertiary boundary in Sopelan (Basque Country).

There are other outcrops of the C/T boundary referred to in the regional bibliography of Biscay and Guipuzcoa Provinces, RAT (1959), CIRY and al. (1967), CAMPOS (1979), LAMOLDA, RODRÍGUEZ-LÁZARO & WIEDMANN (1981), etc., all in the typical facies of this flysch zone. We have studied one of these, in the cliffs of Atxibiribil and Larrabasterra beaches, near Sopelana, N of Bilbao (Figure 2), referred to by de JORGE (1963), RAT (1959) and BIJVANK (1967).

Uniformity of lithology is the principal characteristic of the stratigraphic sequence of the upper Maastrichtian-Upper Paleocene ages in the coastal area of the Basque Country. Rocks of Upper Maastrichtian age show alternation of limestones and grey marls with ammonites, inoceramids, echinoids and ichnofossils, RAT (1959), WIEDMANN (1969). The top of this sequence has more marls and its colour is reddish and greenish more than grey. Foraminifera and coccoliths are always present and abundant. Above these reddish marls and marlstones there is a level, 25–40 cm thick, made up of brown grey marls that marks the basal Paleocene. Above this level, a new alternation of limestones and grey marls occurs. Red an pink colours are present in the known sections at different positions, sometimes from basal beds other times several meters above. Echinoids are found, PLAZIAT et al. (1975), and ichnofossils at several levels.

LITHOFACIES OF THE CRETACEOUS-TERTIARY BOUNDARY IN SOPELANA

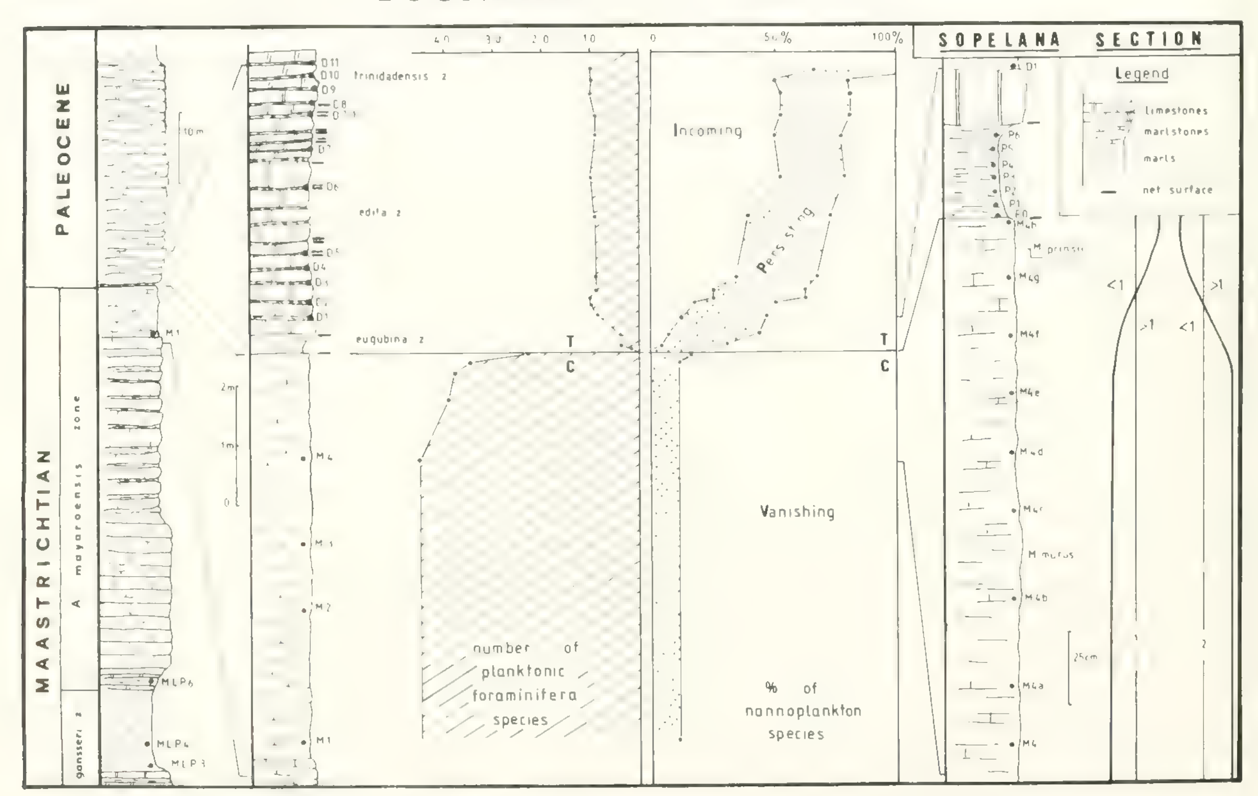


Fig. 3. The Sopelana section: changes in its planktonic microfossils. 1: ratio between number of specimens belong to the Heterohelicidae and *Globotruncana* (2 keels). 2: ratio between number of specimens of *R. fructicosa* (Egger) and *P. acervulinoides* (Egger).

The studied detailed section is 12 m thick, from latest Maastrichtian to Lower Paleocene age. The upper Maastrichtian *A. mayaroensis* zone is 55 m thick (Figure 3) with reddish and purple marls and an important intercalation of grey limestones and marls. The rate of sedimentation is 30 bubnoff (30 m/M. y.), for a duration of *A. mayaroensis* zone of 1,8 M. y., which is slower than in Zumaya, 40–80 b. according to PERCIVAL & FISCHER (1977).

The top of the purple marls has a distinct burrowed surface. Organic activity of detritivorous animals is high, as is shown by the many, partially disolved foraminiferal tests found in these beds, either isolated or in tubular clusters.

Above the purple marls are 32 cm of brown grey marls; the basal 2 cm are richer in clay and their colour is browner. They represent the start of paleocene times. Above this bed one finds an alternation of grey and pink limestones, mostly micritic and marls. Thickness of beds is about 20–30 cm for the limestones and 2–4 cm, exceptionally 10 cm, for the marls, bed boundaries are distinct in the basal part, later they become gradual. The rate of sedimentation is near to 4 bubnoff for a duration of *G. (E.) edita* Zone of 1 M. y. This rate is 7 to 8 times slower than in the Upper Maastrichtian age. In general, the rate of sedimentation is 2–3 times slower in Sopelana than in Zumaya.

BIOSTRATIGRAPHY

The *A. mayaroensis* Zone, *G. (E.) eugubina* Zone, *G. (E). edita* Zone and *G. (E.) trinidadensis* Zone of planktonic foraminifera have been found in the Sopelana section. In addition the calcareous nannoplankton zones of *M. murus*, *M. prinsii*, *M. inversus* and *C. tenuis* have been identified. The presence of *C. danicus* zone is uncertain because no typical *C. danicus* has been found in the section.

Foraminifera. These are found in rich associations, mainly in *A. mayaroensis* Zone. Planktonic foraminifera are dominant throughout the Sopelana section, only in the Lowermost Paleocene are benthonic foraminifera more abundant than planktonic ones. The number of planktonic foraminifera species found in *A. mayaroensis* Zone is 47, mostly with few specimens. The more abundant and common species are: *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncanita stuartiformis* (DALBIEZ), *Globotruncana contusa* (CUSHMAN), *G. falsostuarti* SIGAL, *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK), *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER), *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER), *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK), *Heterohelix* spp., etc. The species *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI), although generally present, is not abundant and we have found no specimens in the last 1,5 m of the purple marls.

The lower boundary of *A. mayaroensis* Zone is defined by the appearance of that species, the upper boundary is defined by the extintion of the Cretaceous planktonic foraminifera. The foraminiferal association of the lower part of *A. mayaroensis* Zone is dominated by a species of *Globotruncana*, such as the *G. arca* and *G. falsostuarti* groups. Other specimens have been identified as *G. insignis*, *G. rosetta*, *G. stephensoni*, *G. patelliformis and* G. walfischensis. Toward the upper part of this zone, the spiroconvex species, such as *G. orientalis*, *G. esnehensis*, *G. patelliformis*, *G. walfischensis and Globotruncanella piramidalis* occur in higher numbers. We have observed several changes in the planktonic foraminiferal association in the last half meter of purple marl: *a)* the Heterohelicidae are more abundant than twin keeled *Globotruncana* spp., which were the more abundant species during most of the *A. mayaroensis* Zone; *b) R. fructicosa* is replaces by *P. acervulinoides* as the dominant species among the Heterohelicidae; *c)* a slight, gradual decrease in planktonic foraminifera is noted, from 95% to 87%; *d)* the number of planktonic foraminifera species decrease from 45–44 to 26 in the last sample of Maastrichtian age, in which we have not found *G. contusa*, *G. havanensis*, *T. scotti* and *R. rotundata*. *R. fructicosa* is reduced in number by a factor of 3.

Globigerina (Eoglobigerina) eugubina Zone: this is represented by the grey marls above the purple marls of the uppermost Maastrichtian age. Its lower boundary is defined by the extinction of cretaceous Globigerinacea, in Sopelana, the first appearance of *G. (E.) eugubina* is later (Figure 4), like that of *G. (E.) fringa*. Four species have been found in the *G. (E.) eugubina* Zone, always with few specimens. The upper boundary is defined by the appearance of *G. (E.) edita*. Below the first definite occurrence of *G. (E.) edita* there is a limestone bed, 27 cm thick, which in thin section shows some specimens referable to this species. Therefore, the exact position of the boundary is not well marked.

In addition to these Paleocene species specimens of upper Maastrichtian foraminifera, are present, ofter showing signs of dissolution. These specimens decrease in number toward the top.

G. (E.) edita Zone: The lower boundary is defined by the first occurrence of the species *Globigerina (Eoglobigerina) edita* in marls. The planktonic foraminifera association have as main species: *G. (E.) triloculinoides*, *G. (E.) varianta* and *G. (E.) taurica*. The species *G. (E.) pseudobulloides* is not well represented, therefore we have prefered *G. (E.) edita* to define its equivalent biozone. The upper boundary is defined by the first occurrence of *G. (E.) trinidadensis*, marker of the next zone.

In the lower part of the *G. (E.) edita* Zone some species from the *G. (E.) eugubina* Zone can be found. The upper part is characterised by the occurrence of *G. (P.) compressa* in addition to the main species previously cited. We have determined 12 species of planktonic foraminifera in this zone.

G. (E.) trinidadensis Zone: The lower boundary is defined by the first occurrence of the species *Globigerina (E.) trinidadensis*. That first occurrence is not well defined because of a limestone bed, 26 cm thick, which presents the same problem as the first occurrence of *G. (E.) edita*. We have only studied the lower part of this zone; its planktonic foraminifera associations are characterised by the occurrence of *G. (E.) trinidadensis* and *G. (E.) incostans*, in addition to the species already present in the *G. (E.) edita* Zone, which are the main ones.

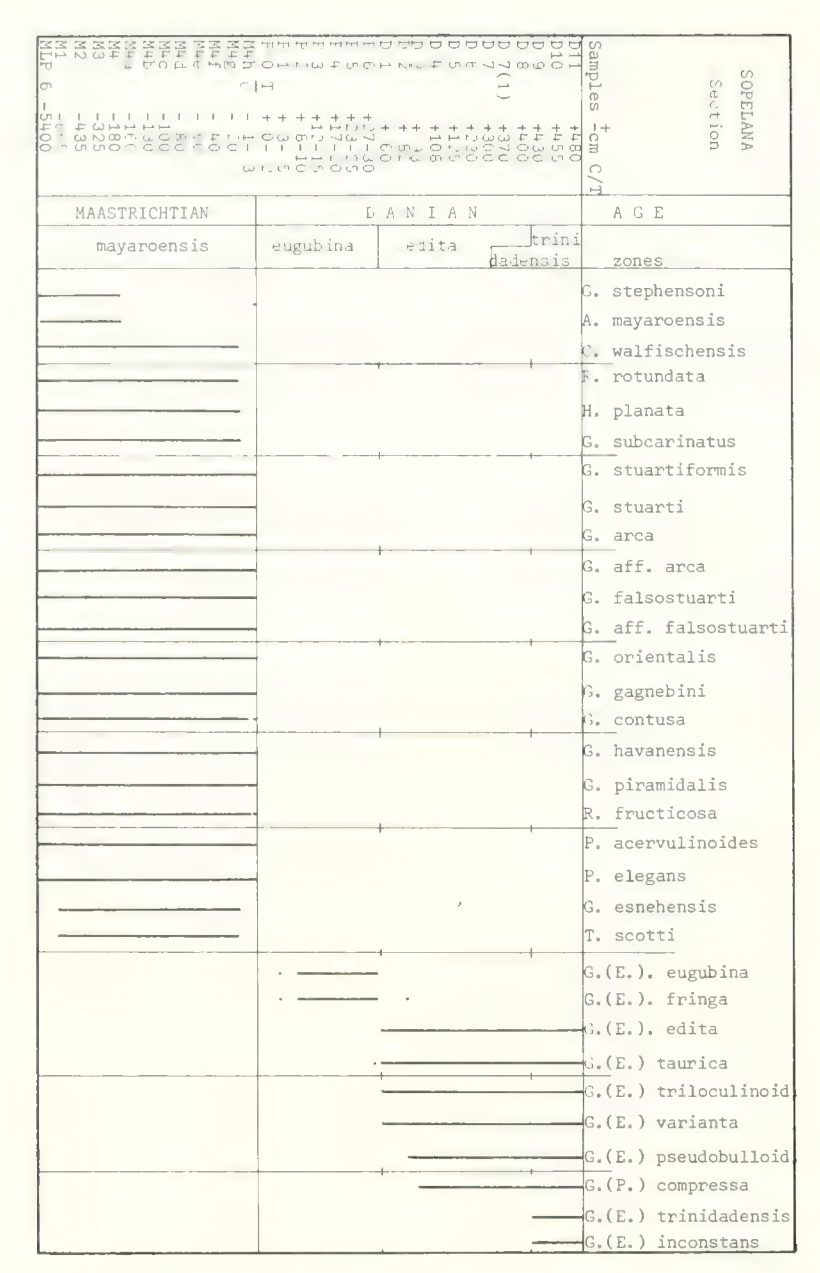


Fig. 4. Record of the planktonic foraminifera in the Sopelana section.

Nannoplankton: In the Cretaceous part of the Sopelana section, the nannoplankton biozones of *Micula murus* and *Micula prinsii* have been determined, the last only a few cm thick. Both zones have similar associations of coccoliths, the main species being *Arkhangelskiella cymbiformis, Cribrosphaera ehrenbergii, Micula decussata, Prediscosphaera cretacea* and *Watznaueria barnesae.* Only the occurrence of *Micula prinsii* in the uppermost Maastrichtian, distinguishes its zone from that of *M. murus.* Species with long stratigraphical occurrence, generally considered as a persisting type which passed the cretaceous/Tertiary boundary, such as *Cyclagelosphaera reinhardtii,* are very rare in the upper Cretaceous of Sopelana and they start to occur regularly from the *M. prinsii* Zone (Figure 5).

Markalius inversus Zone – NP 1

The lower boundary of this zone has been redefined several times since its discovery. At first it was based on the appearance of *Markalius astroporus* by Hay & Mohler (1967), substituted by that of *Biantholithus sparsus* by Perch-Nielsen (1969) and then by the extinction of *Arkhangelskiella cymbiformis* and other Cretaceous species by Martini (1971). The first definition was proved invalid as *M. astroporus* is already present in the Upper Cretaceous. The second is difficult to use as it is based on a species which is usually rare. Finally, the Cretaceous extinction line is somewhat ambiguous. A new criterium introduced by Romein (1979) puts the lower limit of the first Tertiary nannoplankton zone in correspondence to the mass occurrence (or increased frequency) of *Braarudosphaera bigelowi* and/or *Thoracosphaera operculata.* Using this definition, which is the only one applicable to our section, we place the lower limit of NP 1 Zone between the M4h

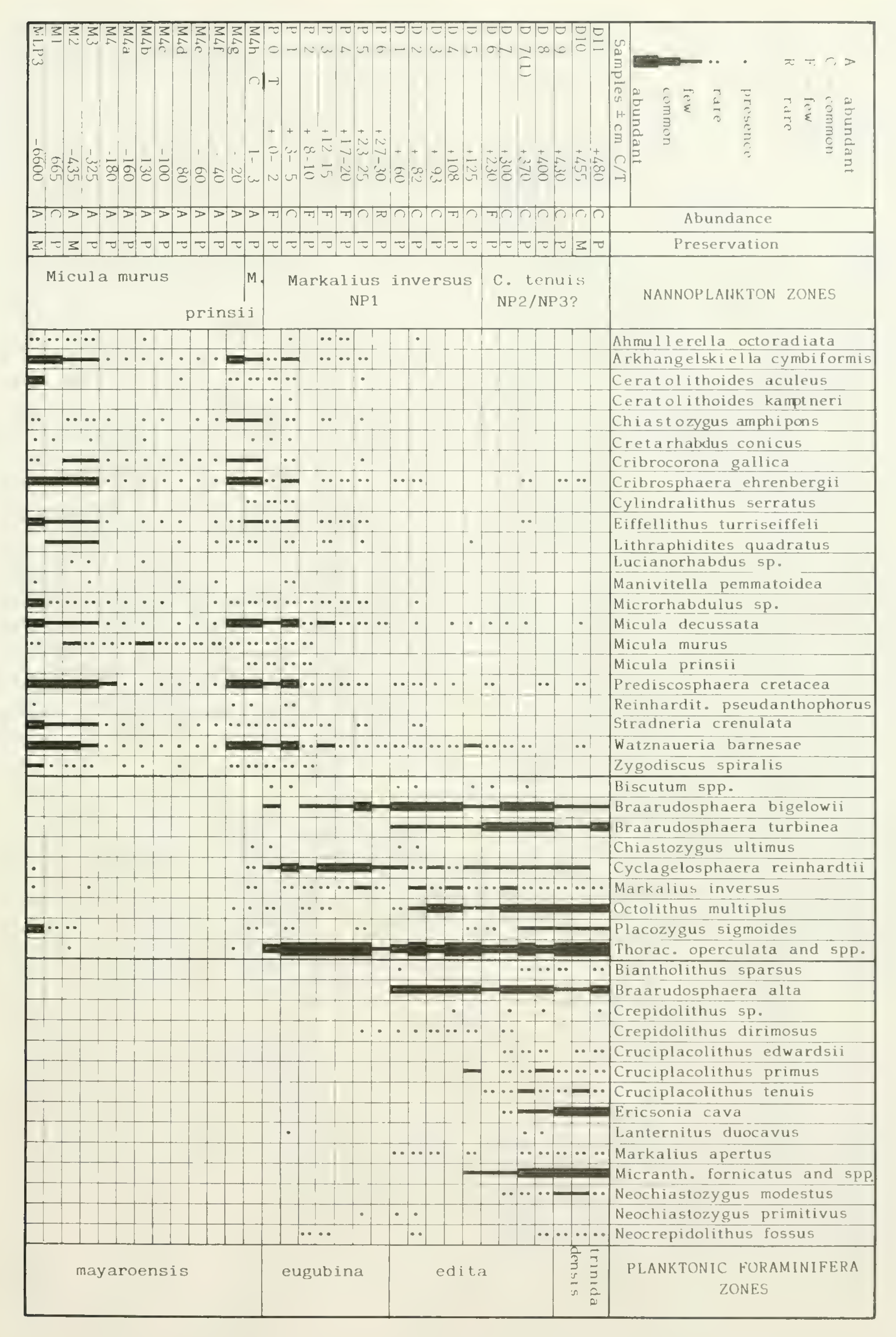


Fig. 5. Record of the calcareous nannoplankton in the Sopelana section.

and PO samples, that is between the purple and the grey marls. The lower boundary is characterized by a *Thoracosphaera* spp. flood associated with the uppermost Cretaceous coccoliths and by a marked increase in the frequency of the persisting species *Cyclagelosphaera reinhardtii.* Apart from these differences the association of the basal part of the grey marls is the same as that of the purple marls. Cretaceous coccoliths are found everywhere in the basal levels of the Tertiary and are commonly considered as reworked. In general this presence is sporadic and/or of low frequency. In our case, however, this hypothesis of reworking is hard to uphold and we belive that the most characteristic and widespread species of the Upper Maastrichtian pass beyond the lower limit of the NP 1 zone, defined according to ROMEIN (1979). Therefore, based on nannofossil associations, there exist a continuity between the top of the purple marls and the beginning of the grey marls. The drastic reduction of the Cretaceous species takes place inside the grey marls, between samples P1 and P2, and we believe that from sample P2 on the Cretaceous forms can be on the whole considered as reworked. Also, the first true Cenozoic species appears at this time, when specimens of Cretaceous species become rare in the associations.

A first increase in the frequency of *Braarudosphaera* takes place in the upper part of the grey marls, in sample P5. This phenomenon increases from sample D1 on, where several species of *Braarudosphaera,* such as *B. bigelowii, B. turbinacea* and *B. alta* have been recognized. The type of the last-named species comes from the Lower Paleocene of the Barranco del Gredero (Murcia) section in the SE of Spain. The first definate occurrence of *Biantholithus sparsus* was noted in sample D1, where also *Markalius apertus* appears. This last-named species was described from the upper part of the basal Danian D1 zone of Denmark by PERCH-NIELSEN (1979). So its occurrence in our section allows a correlation between the grey marls and the lower part of the NP1 zone in the type Danian. The first specimens of *Cruciplacolithus primus* appears in sample D5 and at same time *Micrantholithus* enters the associations. The main species of the *M. inversus* Zone of Sopelana section are *Thoracosphaera* spp. and *C. reinhardtii* for the lower part associated with *Braarudosphaera* spp., *Octolithus multiplus,* and rare incoming Cenozoic species in the upper part of the zone.

Cruciplacolithus tenuis Zone – NP2/NP3?

The first occurrence of *C. tenuis* in sample D6 marks the lower boundary of this zone, it falls in the middle part of the *G. (E.) edita* Zone of planktonic foraminifera. Besides common persisting forms of the underlying zone, *Ericsonia cava* and *Micrantholithus fornicatus* are the main species associated with the growing group of the incoming Cenozoic forms. No typical specimens of *Chiasmolithus danicus* were found in the examined samples of this section. However, the presence of *Neochiastozygus modestus,* which according to PERCH-NIELSEN (1981) evolves from *N. primitivus* in Zone NP3, suggests that sediments of this age could be represented in the upper part of the section.

SIMILARITIES AND DIFFERENCES WITH OTHER SECTIONS

The lithology of the Sopelana section is similar to the lithology of the classical section of Zumaya, also to the section of Biarritz studied by PERCH-NIELSEN (1979) and the section of Lattengebirge in the Calcareous Septentrional Alps studied by HERM, HILLEBRANDT and PERCH-NIELSEN (1981). All these sections have a marls bed related with the C/T boundary. Other well known sections, such as Gubbio (Italy), LUTERBACHER & PREMOLI SILVA (1962), and Caravaca (SE Spain), ABTAHI (1975) and SMIT (1977), show slight differences: the former is more calcareous and the latter is richer in clay. These sections have a burrowed level, sometimes hardened, in which most species, or all, of the upper Cretaceous planktonic foraminifera are extinguished.

According to SMIT & TEN KATE (in press) the occurrence of a zone without fossils between the mass-extintion of Cretaceous planktonic foraminifera and the first sure occurrence of Cenozoic species is quite common. The Sopelana section shows the first definate specimen of *G. (E.) eugubina* 8–10 cm above the Burrowed surface of the purple marls, although there are, in that interval, some specimens which might be referable to *G. (E.) eugubina* and *G. (E.) fringa.* Therefore, the Sopelana section has strong similarities with the Zumaya, Biarritz and Lattengebirge sections, but in the last case there is an interval with *G. (E.) fringa* and without *G. (E.) eugubina.* Therefore, we have not identified a *Guembelitria cretacea* zone, SMIT (in press). The poor state of preservation of the upper Cretaceous planktonic foraminifera found in our *G. (E.) eugubina* Zone has led us to think they are not "in situ".

The nannofossil species in Sopalana C/T boundary are similar to those of the Lattengebirge, Zumaya and Biarritz section, mainly due to the large numbers of specimens of *Thoracosphaera* spp. following the extinction of Cretaceous planktonic foraminifera species. However the occurrence of *M. prinsii* in the Biarritz section is different, as it occurs here over several meters, whereas in the Lattengebirge and Sopelana sections it only occurs in a thickness of 10–15 cm on both sides of the C/T boundary.

The occurrence in the lowermost grey marls at Sopelana of *Thoracosphaera* spp. with Cretaceous coccoliths species in similar relative abundance as in the upper Cretaceous beds and without Cenozoic coccoliths species, has led us to think there are levels in Sopelana not represented in Biarritz, or that there is more reworking of Cretaceous fossils in Sopelana than in Biarritz. The Zumaya and Sopelana sections however show the same associations.

There are some differences between Sopelana, Zumaya and Lattengebirge sections during the Paleocene age. Associations have not allowed us to make subdivisions within the *M. inversus* Zone (NP1) as they did in Lattengebirge. *Chiasmolithus danicus* was not found whereas it seems to occur in Zumaya, PERCIVAL & FISCHER (1977), although it occurs here at the same level as *C. tenuis.*

Differences to Biarritz are clear, the *M. inversus* (NP1) Zone is 1 m thick, whereas in Sopelana it is 2 m. This difference is contrary to what can be observed in the top of the Maastrichtian; an explanation for this could be a change of the rate of sedimentation near the C/T boundary, or different erosion in the uppermost Maastrichtian and lowermost Paleocene of both sections.

CONCLUSIONS

The biostratigraphy we have recognised – the *A. mayaroensis, G. (E.) eugubina, G. (E.) edita* and *G. (E.) trinidadensis* zones with planktonic foraminifera and the *M. murus, M. prinsii, M. inversus, C. tenuis* and *C. danicus?* zones with coccoliths- is that generally utilized by most authors for the Cretaceous-Tertiary boundary succession.

Accurate studies of the biozones show interesting differences in those closer to the C/T boundary. The *M. prinsii* Zone is less well represented in Sopelana than in Biarritz and Caravaca; on the other hand, the *M. inversus* Zone is better represented in Sopelana than in Biarritz.

Thus it is especially difficult to characterize biozones like *Guembelitria cretacea,* whose short duration makes its absence in the stratigraphical record very likely. Maybe, that zone is equivalent to the *G. fringa* Zone as its authors, HERM, HILLEBRANDT & PERCH-NIELSEN (1981), have proposed, basing their argument on the probable occurrence of *G. fringa* specimens, smaller than 0,1 mm, in Caravaca as in Lattengebirge. This is not the case in Sopelana however, because *G. (E.) fringa* occurs at the same levels as *G. (E.) eugubina,* and only in the lower 2–3 cm of grey marls could it be represented.

In any case, it is necessary to remember that the *G. (E.) eugubina* specimens of Lattengebirge have a size of 0,125 m, whereas, in the lowermost *G. eugubina* Zone in Sopelana, we found *G. (E.) fringa* and *G. (E.) eugubina* which were both less than 0,1 mm. Therefore we must ask ourselves if the first occurrence of *G. (E.) eugubina* in Lattengebirge is later than in Sopelana. If the answer is yes then the validity of the *G. fringa* Zone is doubtful, as the key for establishing the *G. fringa* Zone in Lattengebirge lies in the different time of the first occurrence of both species.

When we correlate the Sopelana and Zumaya sections with various parameters, for instance with the percentage of planktonic foraminifera; the number of species of planktonic foraminifera; the nannoplankton, etc. (Figure 6), we find a strong similarity between both sections. In our opinion, the most interesting characteristic which they share are some gradual changes prior to the C/T boundary. These changes were already noted by HERM (1965) and later by ALLEN (1975) and PERCIVAL & FISCHER (1977) in Zumaya. The number of planktonic foraminifera species and their relative abundance suggest changes in the pelagic ecosystem prior the main C/T crisis. In the same way, the calcareous nannoplankton, also provide support for this idea, although with some apparent delay.

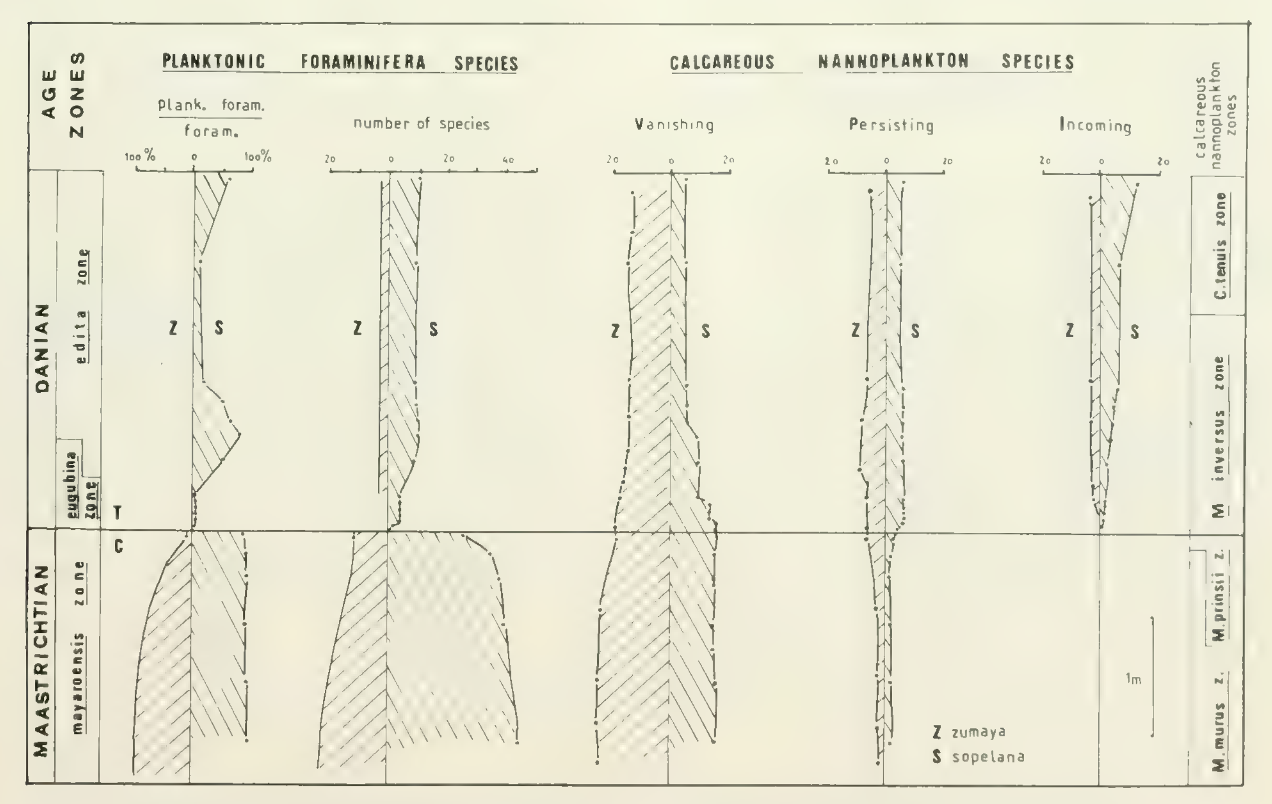


Fig. 6. Comparison between the Sopelana and Zumaya sections by mean of its planktonic microfossils. Zumaya section after HERM (1965), VON HILLEBRANDT (1965) and PERCIVAL & FISCHER (1977).

Therefore, our results are more in agreement with Clemens, Archibald & Hickey (1981) regarding the nature of Cretaceous-Tertiary crisis, than with opinion centered around the hypothesis of catastrophic or short events.

ACKNOLEDGEMENTS

The authors are indebted to Ms. E. Apellaniz for making several text-figures and Ms. B. Bernedo for typing the manuscript.

REFERENCES

Abtahi, M. (1975): Stratigraphische und Mikropalaeontologische Untersuchung der Kreide/Alttertiar-Grenze im Barranco del Gredero. – Thesis.

Allen, L. G. (1975): Changes in Foraminifera in Cretaceous-Tertiary boundary crisis at Punta de San Telmo, Zumaya, Spain. – Unpublished B. A. Thesis, Princeton University.

Bijvank, G. J. (1967): Über das Vorkommen von Inoceramen im Tertiär und das Alter der Schichtfolge in einem Küstenprofil bei Guecho (Vizcaya, Nord-Spanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 385–397.

Campos, J. (1979): Estudio geológico del Pirineo Vasco al W del Río Bidasoa. – Munibe, **31** (1–2): 3–139.

Ciry, R.; Rat P.; Mangin, J. P.; Feuillée, P.; Amiot, M.; Conchen, M. and Delance, J. H. (1967: Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France. Des Pyrénées aux Asturies. – C. R. Som. J. Soc. Géol. France **9:** 389–444.

Clemens, W. A.; Archibald, J. D. and Hickey, L. J. (1981): Out with a whimper not a bang. – Paleobiology, 7 (3): 293–298.

Gómez de Llarena, J. (1954–1956): Observaciones geológicas en el flysch cretácico-nummulítico de Guipúzcoa. Monograf. Inst. Lucas Mallada, **13** (1954): 98 p.; **15** (1956): 47 p.

Hay, W. W. & Mohler, H. P. (1967): Calcareous nannoplankton from early Tertiary rocks of Pont Lebau, France, and Paleocene-early Eocene correlations. Jour. Paleont., **41:** 196–206.

Herm, D. (1965): Mikropalaeontologische-stratigraphische Untersuchungen im Kreideflysch zwischen Deva und Zumaya (Prov. Guipúzcoa, Nordspanien). – Z. dtsch. Geol. Ges., **115:** 277–348.

— — & Hillebrandt, A. von & Perch-Nielsen, K. (1981): Die Kreide/Tertiär-Grenze im Lattengebirge (Nördliche Kalkalpen) in mikropalaeontologischer Sicht. – Geol. Bavarica, **82:** 319–344.

Hillebrandt, A. von (1965): – Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Prov. Guipúzcoa, NW-Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten. – Bayer. Akad. Wiss. math.-naturwissensch. Kl. Abh. N. F. **123:** 1–62.

Jorge, E. de (1936): El Eoceno en Vizcaya. – Not. Comun. I. G. M. E., **6:** 91–101.

Kapellos, C. (1974): Über das Nannoplankton im Alttertiär des Profils von Zumaya-Guetaria (Provinz. Guipuzcoa, Nordspanien). – Eclog. Geol. Helvetiae, **67:** 435–444.

Lamolda, M. A.; Rodríguez-Lázaro, J. M. & Wiedmann, J. (1981): Field Guide: Excursions to Coniacian-Maastrichtian of Basque-Cantabric Basin. – Univ. Auton. Barcelona, Publ. Geol., **14:** 1–53.

Lapparent, A. de (1918): Etude lithologique des terrains Crétacés de la région d'Hendaye. – Mém. Carte Géol. France, 155 pp.

Luterbacher, H. P. & Premoli-Silva, I. (1962): Note préliminaire sur une revision du profil de Gubbio, Italie. – Riv. Italiana Paleont. Strat., **68:** 253–288.

Manguin, J. P. & Rat, P. (1962): L'évolution post-hercynienne entre Asturias et Aragon (Espagne). – In: Libre à la Memoire du Prof. P. Fallot, **1:** 333–351.

Martini, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – In A. Farinacci: Proc. II Planktonic Conference Roma, 1970. Tecnoscienza, Roma, pp. 739–786.

Perch-Nielsen, K. (1969): Die Coccolithen einiger dänischer Maastrichtien- und Danienlokalitäten. – Medd. Dansk Geol. Foren., **19:** 51–68.

— — (1979): Calcareous nannofossil at the Cretaceous-Tertiary boundary near Biarritz, France. – In: Cretaceous-Tertiary boundary events, **I:** 151–155.

— — (1981): New Maastrichtian and Paleocene calcareous nannofossils from Africa, Denmark, the USA and the Atlantic and some Paleocene lineages. – Eclogae geol. Helv., **74:** 831–863.

Percival, S. F. & Fischer, A. G. (1977): Changes in calcareous nannoplankton in the Cretaceous-Tertiary biotic crisis at Zumaya, Spain. – Evol. Theory, **2:** 1–35.

Plaziat, J. C. (1975): Signification paléogéographique des «calcaires congloméres» des brèches et des niveaux a Rodophycées dans la sédimentation carbonatée du bassin basco-béarnais a la base du Tertiare (Espagne-France). – Rev. Geogr. Phys. Géol. Dynam., **17:** 239–258.

— — Toumarkine, M. & Villate, J. (1975): L'âge des calcaires pélagiques et néritiques de la base du Tertiare (Danien, Paléocene), Bassins basco-cantabrique et béarnais (Espagne-France). Mise au point sur la faune d'Echinides. – Eclog. Geol. Helvetiae, **68** (3): 613–647.

Rat, P. (1959): Les Pays crétacés basco-cantabriques – Thèse, Fac. Sc. Dijon., Publ. Univ. Dijon, **18:** 525 p.

Romein, A. J. T. (1979): Lineages in early Paleogene calcareous nannoplankton. – Utrecht Micropaleont. Bull., **22:** 1–231.

— — & Smit, J. (1981): The Cretaceous-Tertiary boundary: calcareous nannofossils and stable isopotes. – Proc. Kon. Nederl. Akad. Wet. ser. B, **84** (3): 295–314.

Smit, J. (1977): Discovery of a planktonic foraminiferal asociation between *Abathomphalus mayaroensis* zone and the *"Globigerina" eugubina* zone at the Cretaceous-Tertiary boundary in the barranco des Gredero (Caravaca, SE Spain): A preliminary report. – Proc. Kon. Nederl. Akad. Wet., **80:** 280–301.

— — (in press): Biostratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary interval; systematic and development of early Paleocene planktic foraminifera. –

— — & Ten Kate, W. G. H. Z. (in press): Trace element patterns at the Cretaceous-Tertiary boundary. Consequences of a large impact. –

Stuart-Menteath, P. W. (1894): Sur les lignes directrices des environs de l'Observatoire d'Abbadia (Basses-Pyrénées). – C. R. Acad. Sc., Juin.

Wiedmann, J. (1969): The heteromorphs and ammonoids extinction. – Biol. Rev., **44:** 563–602.

Zitteliana	**10**	671–676	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

La spéciation chez les Foraminifères planctiques: une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement

Par

MICHÈLE CARON*)

Avec 3 figures dans le texte

RÉSUMÉ

La succession des espèces de Foraminifères planctiques, depuis leur apparition áu Jurassique moyen jusqu'au début des temps tertiaires, montre un double rythme évolutif:

Une lente évolution de formes primitives qui se sont adaptées définitivement à la vie pélagique (aprés quelques ratés) à partir du Barrémien. Elles prolifèrent en nombre d' individus par période, mais restent pauvres en espèces tout au cours du Crétacé. Ce sont les espèces «opportunistes» qui colonisent les eaux superficielles de la plate-forme et de l'océan ouvert selon la sélection-r de MAC ARTHUR & WILSON (1967).

De manière répétitive, apparaissent des périodes d'accélération de la diversité et de la complexité des tests. Elles correspondent à un environnement plus stable, favorisant la colonisation des eaux plus profondes par les espèces «d'équilibre» selon la sélection-K. Chacune de ces périodes se termine par l'extinction des morphotypes les plus évolués, principalement ceux qui s'étaient adaptés aux plus grandes profondeurs.

Les liens évidents avec les fluctuations de l'environnement océanique (profondeur, gradient de température, nutrients, quantité de O_2...) ouvrent des perspectives pour l'utilisation des variations des morphotypes de Foraminifères planctiques en paléoocéanographie.

ABSTRACT

The succession of planktic Foraminifera species, from their first appearance during mid-Jurassic until early Tertiary times, shows a dual evolutionary tempo:

A slow evolution of primitive morphotypes, adapted definitively (after some misfires) to pelagic life from Barremian. They proliferate at various times, but remain poorly diversified throughout the Cretaceous. These are "opportunist" species (r-selected, according to MAC ARTHUR & WILSON, 1967) colonizing the surface waters of the shelf and of the open sea.

Periods of increasing diversity and complexity of tests occur repeatedly. They correspond with stable environmental conditions favouring the colonization of deeper waters by "equilibrium" species, according to K-selection. Each of these periods ended with extinction of the most evolved morphotypes, mainly those that were adapted to the deepest waters.

The obvious linkage with fluctuations of the oceanic environment (height of sea level, temperature gradient, nutrients, O_2...) offers the perspective of the use morphotype variation of planktic Foraminifera as a tool in palaeoceanography.

*) M. CARON, Institut de Géologie, Université de Fribourg, CH–1700 Fribourg.

KURZFASSUNG

Die Abfolge der planktischen Foraminiferen-Arten, von ihrem Erscheinen im mittleren Jura bis in das Alttertiär, zeigt zwei unterschiedliche Entwicklungs-Rhythmen:

Eine langsame Entwicklung von primitiven Morphotypen, die seit dem Barreme endgültig (nach einigen Rückschlägen) an die pelagische Lebensweise angepaßt sind. Sie entwickeln von Zeit zu Zeit hohe Individuenzahlen, aber zeigen nur geringe Diversität. Es sind „opportunistische" Arten (r-Selektion, nach Mac Arthur & Wilson 1967), sie besiedeln die oberflächennahen Wasser der Schelfs und der offenen See.

Zeiten mit steigender Diversität und Komplexität des Gehäuses treten in wiederholter Weise auf. Sie entsprechen stabilen Umweltbedingungen, die eine Besiedlung tieferen Wassers mit „Gleichgewichts"-Arten (K-Selektion) erlauben. Jede dieser Epochen endete mit dem Aussterben der höchst entwickelten Morphotypen, jener Formen, die an die größten Tiefen angepaßt waren.

Die auffälligen Zusammenhänge zwischen den Entwicklungslinien und den Fluktuationen der ozeanischen Umweltbedingungen (Meeresspiegel-Höhe, Temperatur, Sauerstoffgehalt, Nahrung...) eröffnen die Möglichkeiten, die Variation von Morphotypen bei planktischen Foraminiferen in der Paläo-Ozeanographie einzusetzen.

INTRODUCTION

Les données actuelles sur les Foraminifères plantiques vivants montrent qu'ils sont sensibles à la température (répartition en provinces latitudinales) et à la profondeur (stratification en profondeur), (Bé 1977). La quantité de nourriture, la salinité, le pH de l'eau influencent également cette distribution qui est elle-même, en dernier lieu, régie par l'ensemble des grands courants océaniques délimitant les «grandes masses d'eau».

Les Foraminifères planctiques fossiles sont de mieux en mieux connus sur le plan de la taxonomie (repérage des espèces, des genres), de la biostratigraphie (apparition et disparition des espèces), mais nous fournissent aussi de précieux renseignements sur les conditions du milieu dans lequel ils vivaient (par l'analyse des isotopes stables): température et profondeur de la tranche d'eau occupée dans leur stade adulte, niveau de productivité du milieu océanique.

En suivant le développement des Foraminifères planctiques au cours des temps mesozoïques et leur adaptation aux conditions changeantes du milieu océanique, une stratégie évolutive, à deux modes, apparaît: tout d'abord, coloniser rapidement un milieu ouvert par un effort reproductif de quelques espèces primitives, «opportunistes», du type de la sélection-r des biologistes (Mac Arthur 1960). Investir, en un deuxième temps, des zones plus propices à la prolifération des espèces, par l'efficacité de la sélection-K (espèces «d'équilibre»), (Mac Arthur & Wilson 1967). Le tempo de l'histoire évolutive des Foraminifères planctiques est donné, dès leur apparition dans les océans, par l'alternance répétitive entre ces périodes de colonisation en surface et ces périodes de radiation adaptive vers les eaux profondes (Steineck & Fleisher 1978) (cf. fig. 1).

I. LES DONNEES DE LA BIOSTRATIGRAPHIE

Elles nous fournissent une base solide pour mettre en évidence les différents morphotypes dans l'ordre de leur apparition chronologique (Caron 1983, fig. 1):

Au Dogger et à l'Oxfordien, des apparitions massives, mais sporadiques, de «Protoglobigérines» indiquent une première tentative des Foraminifères pour adopter la zone photique de l'océan ouvert (développement d'une phase pélagique dans leur cycle vital, Masters 1977).

Au Jurassique supérieur, l'échec relatif des «Protoglobigérines» peut s'expliquer par le développement important des Calpionelles. Les premières *Globuligerina* se retrouvent de manière diffuse, mais constante, sur la bordure externe des mers épicontinentales froides, dans les sédiments du Jurassique terminal et du début du Crétacé (Grigelis & Gorbachick 1981).

Dès l'Hauterivien, mais surtout au Barrémien, les premières vraies *Hedbergella,* puis les *Globigerinelloides* se développent, abondantes en nombre mais pauvres en espèces, dans la zone pélagique des océans, lesquels deviennent de plus en plus profonds, de plus en plus chauds. C'est à l'Aptien que commence une réelle diversification des espèces de ces deux genres de type primitif.

A la limite Aptien/Albien, l'apparition des *Ticinella,* puis au cours de l'Albien leur spécialisation rapide et leur prolifération, enfin l'évolution vers le genre *Rotalipora* sont enregistrées dans les sédiments pélagiques des mers chaudes et profondes, non seulement de la Téthys, mais aussi de l'Atlantique Nord (Centre), du Pacifique et de l'Océan Indien. Les *Ticinella* s'éteignent à la fin de l'Albien.

Au Cénomanien, c'est le règne des *Rotalipora.* Ces premiers morphotypes carénés apparaissent avant la fin de l'Albien *(R. ticinensis)* et évoluent rapidement au cours du Cénomanien *(R. appenninica, R. reicheli, R. cushmani).* Parallèlement, les *Praeglobotruncana,* ainsi que les *Hedbergella,* constituent le stock de base des espèces peu évoluées, mais à haut potentiel reproductif, présentes partout, sur les plates-

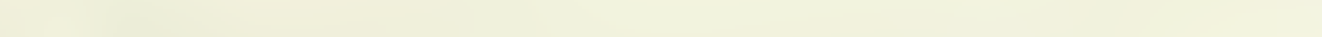


Fig. 1. La succession des morphotypes de Foraminifères planctiques au cours du Mésozoïque révèle une stratégie du développement dans deux directions et sur deux rythmes différents:
1. Colonisation des eaux superficielles par les espèces primitives à évolution lente.
2. Radiation répétitive vers les eaux plus profondes de successions d'espèces de plus en plus complexes.

formes des mers froides, mais aussi dans les mers chaudes et profondes, aussociées aux *Rotalipora*.

La fin du Cénomanien est marquée par la disparition des dernières *Rotalipora.* Mais les *Praeglobotruncana* et les *Whiteinella* supportent le stress de l'environnement («anoxic event» et non pas régression généralisée) et prennent même leur essor dès la base du Turonien avec prolifération d'individus à partir de quelques espèces.

Au cours du Turonien, des morphotypes de plus en plus complexes apparaissent à partir de ces formes primitives (développement de 1 ou 2 carènes, complexité croissante du système de protection ombilical...), rattachés aux genres *Helvetoglobotruncana, Dicarinella* et *Marginotruncana.* A part la disparition de *H. helvetica* et de sa lignée, aucune extinction notable ne marque la fin du Turonien, ni le passage Turonien/Coniacien. Par contre, l'apparition des premières *Archaeoglobigerina* au début du Coniacien représente une étape importante dans le développement des formes globuleuses du Crétacé supérieur.

Au cours du Coniacien-Santonien, les morphotypes précédents se rencontrent encore sans grandes variations, sauf dans le groupe *concavata-asymetrica* dont la lignée phylétique donne les repères de la biozonation de cette période.

A la fin du Santonien, disparaissent les dernières *Marginotruncana* et *Dicarinella,* mais le relais est déjà assuré depuis le milieu du Santonien par les premières espèces du genre *Globotruncana* et avant la fin du Santonien par les premières *Globotruncanita.*

Le passage Santonien/Campanien est donc souligné par un renouvellement important des morphotypes:
- disparition complète des formes évoluées héritées du Turonien (mono- et bicarénées),
- spéciation à partir d'un nouveau stock vers des espèces homéomorphes (mono- et bicarénées).

Au cours du Campanien, se développent parallèlement les *Archaeoglobigerina* et les *Rugoglobigerina,* formes globuleuses plus ou moins ornementées. A part la disparition notable de l'espèce *G. calcarata* extrêment évoluée, aucune extinction massive ne marque la limite Campanien/Maastrichtien.

Le Maastrichtien est caractérisé par une spéciation importante chez tous les groupes évolués: *Globotruncana, Globotruncanita, Rugoglobigerina, Rugotruncana* et même par l'apparition de morphotypes très sophistiqués comme *Abathomphalus, Pseudotextularia, Racemiguembelina.* Les groupes peu évolués comme *Globigerinelloides, Heterohelix, Guembelitria, Globotruncanella* et *Hedbergella* fournissent peu d'espèces.

La fin du Maastrichtien est marquée par l'extinction la plus massive du Crétacé: toutes les espèces évoluées (carénées, ornées, épaissies, à plaques ombilicales complexes) disparaissent, brutalement semble-t-il. Rares étaient les morphotypes ayant conservé leurs caractères ancestraux au cours du Maastrichtien. Ce sont les seuls qui fournissent quelques survivants à l'orée des temps tertiaires: à tests petits, globigériniformes, les moins marqués par l'évolution du Crétacé sont les pionniers de la colonisation du Tertiaire.

II. LE CONTROLE PALEOBIOGEOGRAPHIQUE

Les morphotypes globuleux et les morphotypes carénés montrent une distribution géographique (pour une période donnée) particulièrement nette dans les aires de dépôt qui recoupent la partie supérieure du talus et la plate-forme externe (Western interior et plate-forme du Texas aux USA, plateforme de l'Europe du NW, Golfe de Guinée en Afrique...). Si la «depth stratification» des Foraminifères planctiques dans les mers chaudes du Crétacé est une réalité, le rebord de la plate-forme est en effet la zone la plus favorable pour enregistrer les fluctuations de cette «pluie pélagique» (fig. 2, adaptée de Hart 1980: 292). Toutefois on doit garder en mémoire le fait que tout foraminifère planctique est un fossile déplacé par rapport à son milieu de vie, l'importance des courants sur le trajet venant perturber plus ou moins la distance d'enfouissement.

Fig. 2. Enregistrement idéalisé des Foraminifères planctiques dans les sédiments du rebord de la plate-forme des mers tempérées et chaudes (ici au Turonien).

D'autres contrôles ont été actuellement effectués par les isotopes stables de l'O_2 qui indiquent la profondeur (ou plutôt la température) relative de vie des différentes espèces du Crétacé (Douglas & Savin 1978). Les données actuelles de la distribution des Foraminifères planctiques vivants dans la colonne d'eau (Bé 1977) corroborent ces déductions (Hart & Bailey 1979).

Sur la base de ces différentes données, deux types d'associations, en fonction de la distribution en profondeur, ont été définis pour les Foraminifères planctiques du Crétacé.

Une association d'eaux peu profondes, comprenant les formes globuleuses, bisériées, planispiralées ou trochospiralées, de petite taille, à test peu épais, de type peu évolué.

Une association d'eaux plus profondes, comprenant les formes plus grandes, à test épais, trochospiralées essentiellement, carénées, ornées, plus complexes, de type évolué.

Ces types d'associations correspondent plus ou moins bien à la distribution entre la plate-forme et la haute mer. De plus, les Foraminiféres planctiques étant sensibles à la température, cette même distribution se retrouve en latitude: les formes globuleuses, primitives, à faible diversité, dominent sur les plates-formes des mers froides; les formes carénées, évoluées, à haute diversité, dominent dans les mers chaudes, plus profondes.

III. L'INTERPRETATION BIOLOGIQUE

L'habitat préférentiel des Foraminifères planctiques n'est pas constant au cours du cycle vital. Ce cycle repose sur une alternance des générations (sexuée et asexuée) avec gamètes et embryons libérés par le test maternel dans le milieu océanique. Certains cycles, très courts, correspondent aux espèces primitives, rapidement matures, à adultes peu différenciés, de petite taille et abondante descendance. Par contre, les cycles plus complexes, plus longs, donnant des adultes à tests évolués et de plus grande taille, ont une phase sexuée qui se fait à grande profondeur (> 500 m?): cette migration verticale n'est ni diurne, ni saisonnière à proprement parlé, mais ontogénique (Lipps 1970).

Une première conséquence de ces migrations, vers le bas, des adultes carénés c'est la nécessité d'une grande profondeur d'eau pour que la totalité du cycle s'accomplisse sans contrainte dans le milieu océanique: le rebord de la plate-forme est en quelque sorte une barrière biologique entre morphotypes carénés et morphotypes globuleux (revoir distribution fig. 2).

Une deuxième conséquence importante, c'est que cette migration verticale est un avantage pour les formes qui peuvent (ou qui doivent) s'y adapter:

la compétition en profondeur diminue pour les embryons,
l'adaptation à des profondeurs variables engendre une spéciation élevée,
enfin, un certain isolement géographique en découle qui favorise la maintenance de l'espèce.

Enfin, la troisième conséquence, c'est que les formes globuleuses de type primitif, qui ont un cycle vital court, peu profond, sont nettement avantagées pour vivre sur la plate-forme, milieu pourtant plus instable que l'océan ouvert.

Ainsi se dessine un modèle de colonisation du domaine pélagique par les Foraminifères planctiques. Il s'agit d'une stratégie adaptative qui agit en deux temps (revoir fig. 1):

1. En un premier temps, il y a essaimage, dans les eaux superficielles de l'océan, d'espèces primitives, originaires de formes benthiques adaptées à la vie planctique. Ces morphotypes très prolifiques profitent au maximum de l'apport important de nutrients dans les eaux océaniques de surface. Ce sont les espèces «opportunistes» de Mac Arthur (1960), qui caractérisent les périodes à faible diversité et grand nombre d'individus par espèce (r-selection de Mac Arthur & Wilson 1967). Cette sélection n'est pas contrôlée par les interactions biologiques, mais uniquement par les conditions physico-chimiques du milieu océanique (Levinton 1970).
2. En un deuxième temps, sous la contrainte de l'environnement (recherche de niveaux plus riches en nourriture?), il y a colonisation des couches plus profondes de l'océan, par modifications successives des tests qui s'adaptent à des niveaux de densités variables. C'est la sélection-K par les espèces dites «d'équilibre», en période de stabilité, dans un milieu qui offre une multitude de niches écologiques bien stratifiées (Mac Arthur & Wilson 1967).

Les radiations et extinctions de ces morphotypes au cours des temps crétacés montrent une alternance entre la dominance des formes globuleuses à faible diversité et la dominance des formes évoluées, à forte diversité (Tappan 1971). Ces associations ayant des préférences distinctes de température et de profondeur d'habitat, il paraît logique de chercher un lien entre leur évolution et celle des variations du niveau de la mer (Lipps 1970; Valentine & Moores 1970).

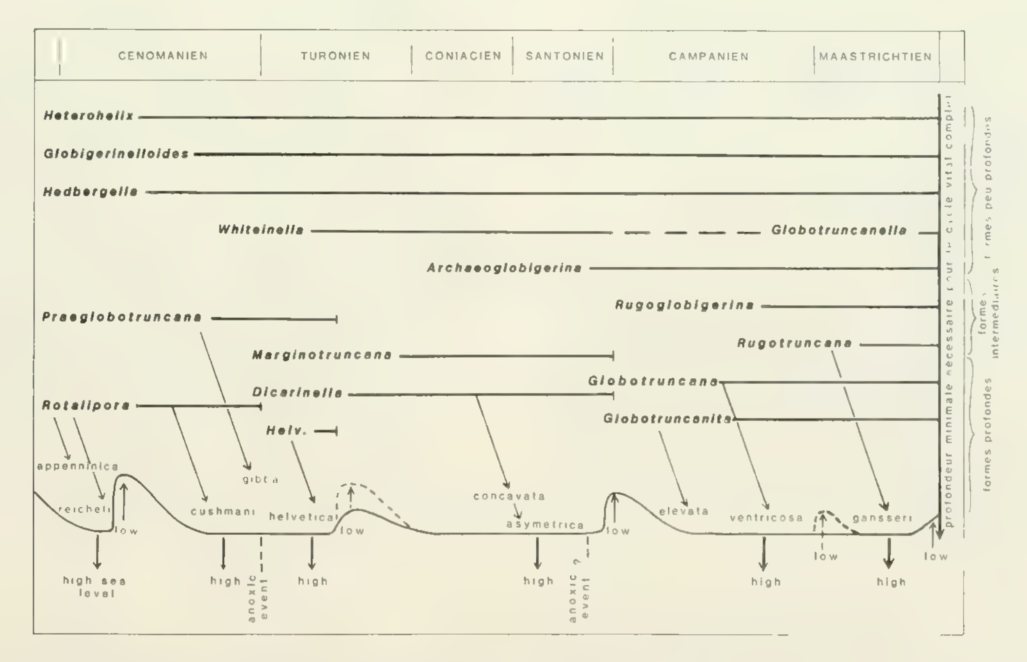


Fig. 3. Lien entre la morphologie du test et la profondeur d'habitat chez les Foraminifères planctiques du Crétacé supérieur (avec incidence des mouvements eustatiques sur l'apparition et l'extinction des espèces profondes).

En comparant les courbes des variations eustatiques (VAIL, MITCHUM & THOMPSON 1977; HANCOCK & KAUFFMANN 1979) avec les périodes de renouvellement des morphotypes profonds au cours du Crétacé supérieur, on obtient une assez bonne corrélation, mise en évidence par HART (1980).

Chaque fois que la profondeur d'eau augmente sur la plateforme, on observe une évolution des espèces vers le morphotype idéalisé, plan-convexe, le plus profond. Ainsi prennent naissance les espèces homéomorphes, mais hétérochrones, qui soulignent les périodes à hauteur d'eau maximum *(R. reicheli, H. helvetica, D. concavata, Gta. elevata, Ga. ventricosa, R.? gansseri)* (cf. fig. 3). Les diminutions de la tranche d'eau sur la bordure externe de la plate-forme viennent en alternance balayer ces espèces trop spécialisées, sensibles aux moindres variations de l'environnement. On a cherché l'explication dans un lien direct avec la profondeur d'eau du cycle vital complet, mais si ce facteur était la seule contrainte de l'environnement une migration latérale, vers le large, suffirait pour retrouver la tranche d'eau minimale nécessaire. Une autre hypothèse logique serait un lien étroit avec l'intensité des upwellings qui représentent les ressources trophiques majeures des environnements océaniques (cf. LIPPS & MITCHELL 1976). On ne peut cependant appliquer ce modèle au remplacement des *Rotalipora* par les *Marginotruncana,* à la limite du Cénomanien-Turonien, ni à celui des *Marginotruncana,* par les *Globotruncana* avant la fin du Santonien.

En effet, ces deux périodes correspondent à un haut niveau de la mer et c'est par asphyxie, due au développement d'une large zone anoxique (SCHLANGER & JENKYNS 1976) sur et au voisinage de rebord de la plate-forme, que ces espèces ont été éliminées. Pendant toutes ces périodes de crise, les espèces globigériniformes, plus résistantes, supportent mieux les conditions précaires assez semblables à celles qui règnent habituellement sur la plate-forme. Quand le mouvement de descente des eaux est couplé avec un refroidissement important, comme c'est le cas à la fin du Maastrichtien, on peut s'attendre à ce que les seuls (rares) survivants ne puissent être que les plus résistantes parmi les espèces des mers froides et peu profondes (cf. LIPPS 1970).

En résumé, la réponse des Foraminifères planctiques aux contraintes de l'environnement est d'une grande souplesse dans la spéciation:

En période d'instabilité ou de crise, ce sont les espèces primitives, les moins différenciées, les plus robustes, qui résistent, reprennent l'avantage, puis essaiment en haute mer.

En période de stabilité du milieu, de nouvelles espèces apparaissent à partir du stock primitif, envahissant toutes les niches écologiques auxquelles elles s'adaptent parfaitement. Ce sont les «morphotypes optimisés» de STEINECK & FLEISHER (1978), beaucoup trop spécialisés pour résister à un changement important de l'environnement.

Le processus se répète à chaque période de diversification au cours du Crétacé supérieur et de manière plus évidente lors de la radiation du début des temps tertiaires.

BIBLIOGRAPHIE

BÉ, A. W. H. (1977): An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planctonic Foraminifera. – In: Oceanic Micropalaeontology, RAMSAY, A. T. S. Edit., p. 1–100, (Academic Press); London.

CARON, M. (1983): Taxonomie and phylogenie de la famille des Globotruncanidae. – Zitteliana, **10:** p. 677–681; München.

DOUGLAS, R. G. & SAVIN, S. N. (1978): Oxygen isotopic evidence for the depth stratification and Cretaceous planktic Foraminifera. – Marine Micropaleontology, **3:** 175–196; Amsterdam.

GRIGELIS, A. & GORBACHIK, T. (1981): Morphology and taxonomy of Jurassic and early Cretaceous representatives of the superfamily Globigerinacea (Favusellidae). – J. foram. Res., **10:** 180–190; Washington.

HANCOCK, J. M. & KAUFFMAN, E. G. (1979): The great transgressions of the late Cretaceous. – J. Geol. Soc. London, **136:** 175–186; London.

HART, M. B. & BAILEY, H. W. (1979): The distribution of planktonic foraminiferida in the mid-Cretaceous of NW Europe. – In: Aspekte der Kreide Europas, IUGS, ser. A, **6:** 527–542; Stuttgart.

— — (1980): The recognition of Mid-Cretaceous sea-level changes by means of Foraminifera. – Cretaceous Research, **1:** 289, 297; London.

LEVINTON, J. S. (1970): The paleoecological significance of opportunistic species. – Lethaia, **3:** 69–79; Oslo.

LIPPS, J. (1970): Plankton evolution. – Evolution, **74:** 1–22; Lawrence.

— — & MITCHELL, E. (1976): Trophic model for the adaptive radiations and extinctions of pelagic marine mammals. – Paleobiology, **2:** 147–155; Chicago.

MAC ARTHUR, R. H. (1960): On the relative abundance of species. – Amer. Naturalist, **94:** 25–36; Boston.

— — & WILSON, E. O. (1967): The theory of Island biogeography. – Princeton Univ. Press.

MASTERS, B. A. (1977): Mesozoic Planktonic Foraminifera. A world-wide review and analysis. – In: Oceanic Micropalaeontology, RAMSAY, A. T. S. (Edit.) p. 301–731; (Academic Press); London.

SCHLANGER, S. O. & JENKYNS, H. C. (1976): Cretaceous anoxic events: causes and consequences. – Geol. Mijnbouw, **55:** 179–184; Leiden.

STEINECK, P. L. & FLEISHER, R. L. (1978): Towards the classical evolutionary reclassification of Cenozoic Globigerinacea (Foraminiferida). – J. Paleont. **52** (3): 618–635; Lawrence.

TAPPAN, H. (1971): Microplankton, ecological succession and evolution. – N. Amer. Paleontol. Conv. Chicago 1969, Proc. H: 1058–1103; Lawrence.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. & THOMSON, S. (1977): Seismic stratigraphiy and global changes of sea level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. – A. A. P. G. Memoir **26:** 83–97; Boulder.

VALENTINE, J. N. & MOORES, E. M. (1970): Plate tectonic regulation of faunal diversity and sea level: a model. – Nature **228:** 657–659; London.

Zitteliana	10	677–681	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Taxonomie et phylogenie de la famille des Globotruncanidae

Par

MICHÈLE CARON*)

Avec 2 figures dans le texte

ABSTRACT

The classification of Cretaceous planktic Foraminifera, at the generic level, has evolved so much over the last years that it has become necessary to summarize the present state of the art.

The obvious morphological features are no longer the basis of a natural classification, although presence or absence of keels, height of the spire and shape of umbilical sutures are valid criteria for routine determinations. Very well preserved specimens, such as those from DSDP and IPOD, have allowed close examination, under the SEM, of apertures, umbilical plates and imperforate peripheral bands. The details of their morphology, which now form the basis of classification at generic level, are well recognized.

The criteria for generic determination of the Globotruncanidae are listed in hierarchical order (1–8).

The gradual shift of the primary aperture into the umbilical area and the progressive development of a complex system covering the umbilicus are evolutionary criteria whose importance has been shown over the last years.

Three new genera are being defined as a consequence of more reliable morphological criteria and phylogeny: *Falsotruncana*, *fornicata*-group n. g., *gansseri*-group n. g.

The eighteen genera of the highly diversified Globotruncanidae family have *Hedbergella*, whose less evolved species lived throughout the Cretaceous period, as a common ancestor.

KURZFASSUNG

Die Aufspaltung der planktischen Kreide-Foraminiferen auf dem Gattungs-Niveau in den letzten Jahren macht eine neue Merkmals-Diskussion notwendig.

Die auffälligen morphologischen Merkmale der Gehäuse bilden nicht mehr die Grundlage der Klassifikation, obwohl z. B. die An- oder Abwesenheit eines Kieles, die Höhe der Spira und der Verlauf der umbilicalen Suturen durchaus wertvolle Kriterien für Routine-Bestimmungen darstellen. Sehr gut erhaltenes Material vom DSDP und IPOD ermöglichten Untersuchungen an den Öffnungen, Umbilical-Platten und an den imperforierten Peripherie-Bändern. Morphologische Unterschiede an diesen Merkmalen bilden nun die Grundlage der allgemein anerkannten Gattungs-Einteilung.

In hierarchischer Anordnung werden die Kriterien für die 8 Gattungen bei den Globotruncanidae aufgeführt. Die schrittweise Verlagerung der Primär-Mündung in den Umbilical-Raum und die Ausbildung einer komplexen Abdeckung der Umbilicus sind Entwicklungsrichtungen, dessen Bedeutung in den letzten Jahren übersehen wurde. 3 neue Gattungen können nunmehr morphologisch abgegrenzt werden: *Falsotruncana*, *fornicata*-Gruppe n. g., *gansseri*-Gruppe n. g.

Die 18 Gattungen der hoch-diversen Familie der Globotruncanidae haben *Hedbergella*, deren wenig entwickelten Arten während der ganzen Kreide auftreten, als gemeinsamen Vorfahren.

*) M. CARON, Institut de Géologie, Université de Fribourg, CH-1700 Fribourg.

INTRODUCTION

La classification des Foraminifères planctiques du Crétacé nécessite une révision sur les nouvelles bases jetées par LOEBLICH & TAPPAN, 1973, et par STEINECK & FLEISHER, 1978. L'idée générale est qu'il ne faut pas dissocier la morphologie (base des classifications classiques antérieures) de la phylogénie.

On sait actuellement que les organismes planctiques réagissent aux contraintes de l'environnement par une très grande souplesse dans le mode et le rythme de leur évolution (TAPPAN, 1968; LIPPS, 1970; TAPPAN, 1971). Les périodes de colonisation ou de stress, favorables aux espèces robustes (de type peu évolué, globigériniformes) alternent avec des périodes à haute diversité et complexité croissante. La variabilité des morphotypes chez les foraminifères planctiques est centrée sur le problème essentiel que ces organismes doivent résoudre: flotter dans un milieu à viscosité variable, en se maintenant dans leur tranche d'eau optima par toutes sortes de moyens mécaniques (tests fins ou épais, plus ou moins perforés, globuleux ou aplatis ou carénés; ouvertures larges ou étroites, protégées ou pas; surface des loges lisse, ou à pustules, à épines ou à rugosités). La marge de manoeuvre est étroite, ce qui explique à la fois les convergences et les parallélismes.

La succession des morphotypes au cours du Mésozoïque (CARON, Kreide 1982) montre qu'à plusieurs reprises, les espèces primitives ont évolué selon une séquence identique depuis le type globigériniforme de surface, vers le type planconvexe, le plus profond. Ces répétitions parallèles conduisent, à l'évidence, à des types homéomorphes, mais hétérochrones, que la nouvelle classification ne peut regrouper indistinctement sur la base de *critères morphologiques* identiques. La *phylogénie,* qui reconstitue les étapes successives depuis les types ancestraux, est donc devenue le deuxième pilier de la classification.

1. PHYLOGENIE

Le schéma que nous proposons ici (fig. 1) tient compte des données les plus récentes sur les lignées évolutives (cf. bibliographie in MASTERS, 1977; in CARON & HOMEWOOD, à paraître).

La grande majorité des formes trochospiralées du Crétacé appartient à la famille des Globotruncanidae dont l'origine monophylétique est acceptée jusqu'à présent.

LES ORIGINES

Les formes ancestrales, du type globigérine, appartiennent au genre *Hedbergella* recensé à partir du Barrémien. Les premiers individus pourraient avoir des liens plus éloignés, à l'orée des temps crétacés, avec les *Globuligerina,* derniers représentants du groupe des «Protoglobigérines» du Jurassique. Mais ce stock de formes très primitives, caractérisées par la structure de sa paroi, l'architecture du test et la position de l'ouverture principale, se place dans une lignée évolutive différente, la famille des Favusellidae (cf. GRIGELIS & GORBACHIK, 1980). L'hypothèse d'une phase benthique dans leur cycle vital expliquerait à la fois leur origine au début des temps mésozoïques à partir des foraminifères benthiques et leur maintien au cours du Jurassique et du Crétacé inférieur dans les environnements de la plate-forme externe.

LES DIVERSIFICATIONS SUCCESSIVES

Par contre, les *Hedbergella,* dès le Barrémien sont définitivement adaptées à la vie pélagique de l'océan ouvert. Elles commencent à évoluer vers la fin de l'Aptien avec l'apparition du genre *Ticinella* qui fournit la première radiation d'espèces au cours de l'Albien (suivre la biozonation in CARON, chapitre in BOLLI, SAUNDERS & PERCH-NIELSEN à paraître). Le passage aux *Rotalipora* se fait sans modification du système apertural, mais avec apparition de la carène. Les espèces de *Rotalipora* se diversifient et prolifèrent au cours du Cénomanien. Pendant cette période, le rameau des *Praeglobotruncana,* issu directement des *Hedbergella,* reste subordonné en nombre et en espèces. La disparition des *Rotalipora* à la fin du Cénomanien favorise alors son expansion.

Les *Praeglobotruncana* se diversifient ensuite au cours du Turonien en espèces de plus en plus complexes regroupées dans les genres *Dicarinella* et *Marginotruncana.* Cette radiation va s'étendre jusqu'à la fin du Santonien qui voit disparaître les derniers représentants (mono- et bicarénés) de ces deux genres. Parallèlement, de la fin du Cénomanien au Santonien, évoluent les formes globuleuses. Le genre *Whiteinella,* issu des *Hedbergella,* fournit peu d'espèces mais de nombreux individus à la base du Turonien. Le genre *Helvetoglobotruncana,* au Turonien moyen, connaît une explosion rapide mais de courte durée (semblable à celle du genre *Falsotruncana,* à partir des *Hedbergella,* à la fin du Turonien). L'évolution lente des *Whiteinella* conduit au genre *Archaeoglobigerina* par migration de l'ouverture principale et modification du dispositif ombilical.

Du Campanien au Maastrichtien, on assiste à une troisième étape de diversification. Les *Archaeoglobigerina* donnent naissance aux *Rugoglobigerina* qui se diversifient rapidement. Parallèment se developpement les *Globotruncana* et *Globotruncanita* (homéomorphes les bi- et monocarénées de la séquence précédente, *Dicarinella* et *Marginotruncana,* dont elles ont pris le relais). Le Maastrichtien est marqué par l'accroissement de la diversité et de la complexité des espèces de presque tous les genres présents.

LA CRISE BIOTIQUE

A la fin du Maastrichtien, l'arbre phylogénétique des Globotruncanidae se présente dans sa pleine extension. Les très nombreuses espèces utilisent au mieux les substances nutritives dispersées dans l'océan, par une distribution bien adaptée,

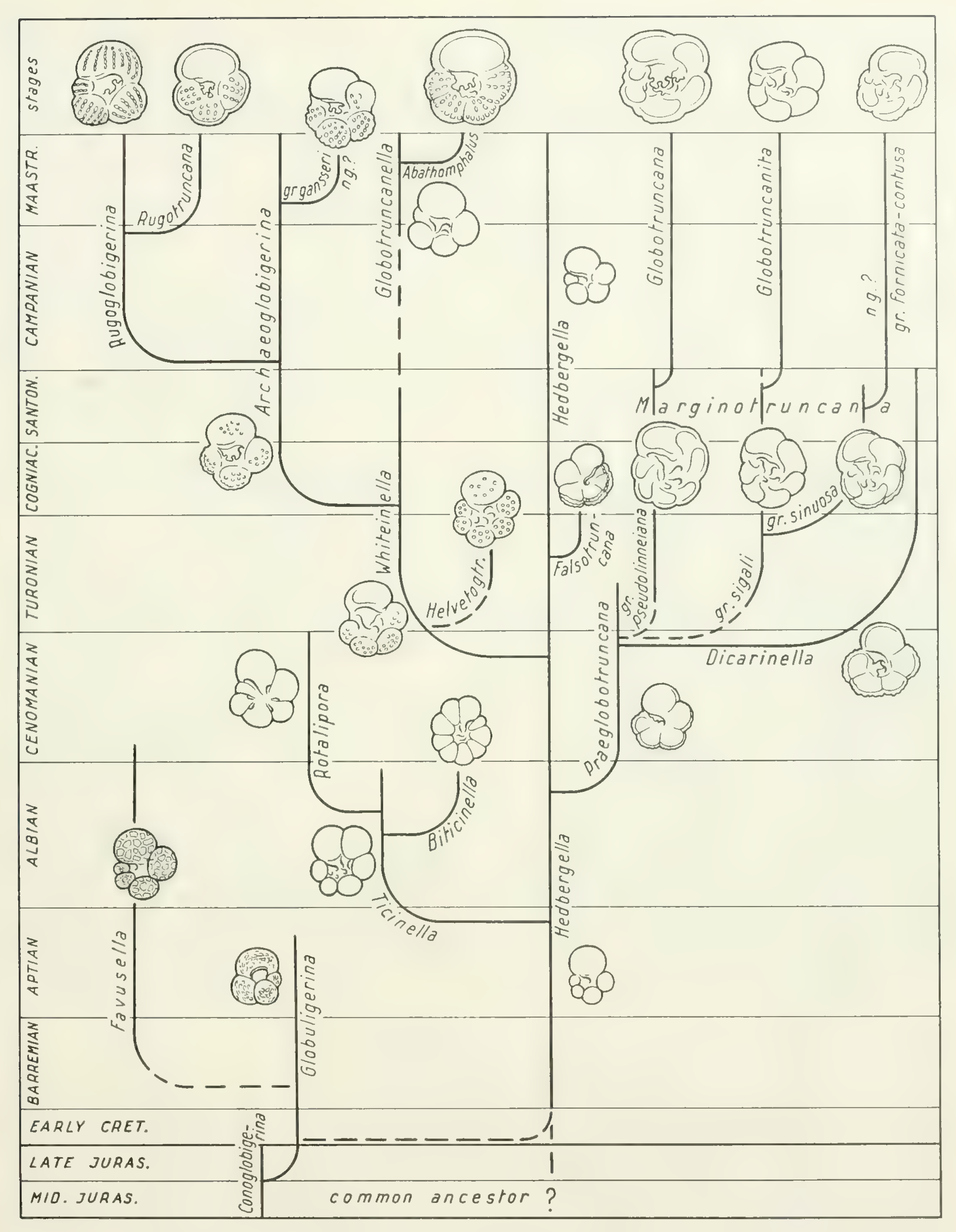


Fig. 1. Phylogénie des Globotruncanidae au niveau générique.

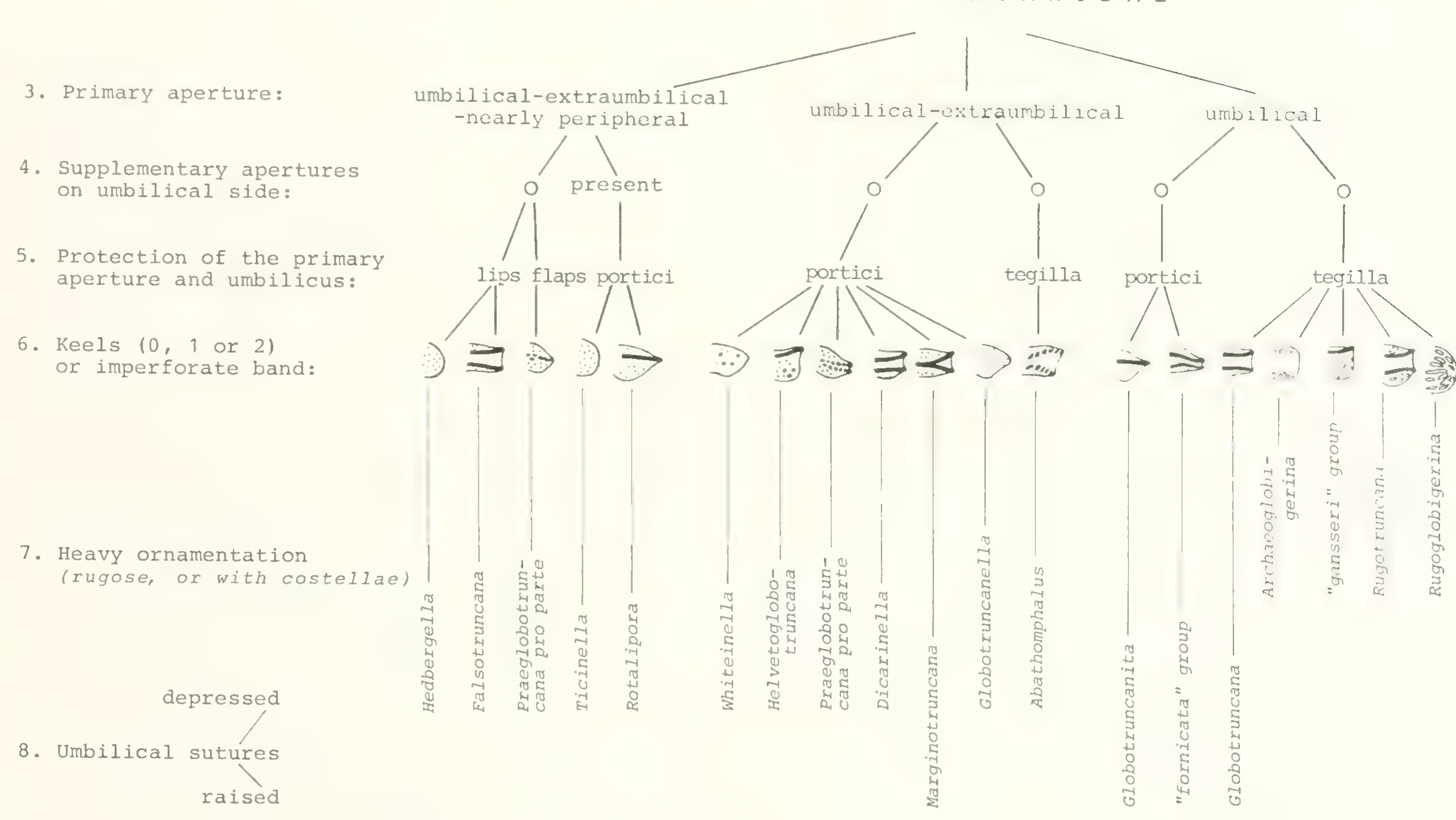


Fig. 2. Clé de détermination des Globotruncanidae jusqu'au niveau générique.

dense en surface et graduellement diffuse en profondeur. Les adaptations morphologiques des tests, ingénieusement utiles dans cette situation stable, se révèlent un handicap catastrophique dès que l'environnement se modifie trop profondément (ou trop rapidement). Seuls survivent quelques rares représentants des espèces du type primitif *(Hedbergella holmdelensis, Globotruncanella havanensis, Archaeoglobigerina blowi)*, peu adaptées morphologiquement, un atout en période de stress.

2. MORPHOLOGIE ET TAXONOMIE

A partir des lignes directrices de la phylogénie, des données de la biostratigraphie et des renseignements de plus en plus minutieux fournis par les observations des tests à l'aide du SEM (cf. rapports DSDP de 1969 à 1982; cf. Atlas des Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen; du Crétacé supérieur), nous avons tenté de mettre au point une clé pratique pour la détermination des Globotruncanidae au niveau générique (fig. 2).

Les critères retenus pour décrire la morphologie externe des tests ont été classés selon la hiérarchie généralement admise, du moins pour les termes d'ordre supérieur (1 à 5, fig. 2).

En effet, au sein de la famille des Globotruncanidae, la migration de l'ouverture primaire dans l'aire ombilicale et la protection de cette ouverture par des plaques de plus en plus complexes sont des caractères à évolution lente dont on peut suivre la tendance générale depuis le Barrémien jusqu'à la fin du Maastrichtien.

Le critère 6 (l'aspect de la marge périphérique) puis le 7e (l'alourdissement) sont directement liés à l'adaptation du test à une certaine profondeur d'eau. Ce sont les caractères que l'on retrouve périodiquement dans les séquences répétitives : test globuleux → tests aplatis → tests biconvexes carénés → tests plan-convexes carénés.

Selon le rythme de la spéciation, ces morphotypes sont regroupés (arbitrairement) sous un même nom de genre (par ex.: *Praeglobotruncana* – type primitif, monocaréné – et *Praeglobotruncana* – type évolué, bicaréné) ou bien sous des noms de genres differents (par ex. : *Globotruncanella* → *Abathomphalus)*, bien qu'il s'agisse dans chaque cas de lignées monophylétiques.

Le 8e critère, concernant la forme des sutures entre les loges sur la face ombilicale, est lié à l'étirement des loges dans le sens de l'enroulement au dernier tour. Les morphotypes globuleux ont toujours des sutures radiales et déprimées, mais le contraire n'est pas toujours exact et certains genres bicarénés n'ont pas les sutures sigmoïdes et en relief classiques (par ex.: *Falsotruncana, Dicarinella* et *Abathomphalus)*.

Pour respecter la logique de la reconstruction phylogénique, de nouveaux genres ont dû être créés récemment:

- *Falsotruncana* CARON, 1981, qui diffère des *Hedbergella* par la présence de deux carènes et des *Praeglobotruncana* par l'ouverture primaire largement ouverte de l'ombilic à la périphérie, bordée par une simple lèvre.
- n. g. ? = groupe des espèces *fornicata-contusa* (nouveau nom désigné dans l' «Atlas of Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera», à paraître). On y retrouve les caractères des *Marginotruncana* dont elles sont issues (système de portici en hélice sur l'ombilic; deux carènes très rapprochées), mais l'ouverture primaire a migré dans l'aire ombilicale comme chez les *Globotruncana*.
- n. g. ? = groupe des variétés de *gansseri* dont l'origine, encore discutée, pourrait être chez les *Archaeoglobigerina* (nouveau nom désigné dans «Atlas of Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera»).

Ainsi se regroupent actuellement dans la famille des Globotruncanidae une vingtaine de genres dont on a pu suivre par étapes successives la complexité croissante. Ils ont pour ancêtres communs les *Hedbergella*, stock primitif, globigériniforme, jamais adapté à la profondeur, dont on connait la lente évolution des espèces jusqu'à la fin du Maastrichtien.

BIBLIOGRAPHIE

Atlas de Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen. (1979), ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. (Ed.). – Cahiers de Micropaleontol., vol. 1–2: 1–185 et 1–181.

Atlas of Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera. – Revue de Micropaleontologie, vol. 69, fasc. 3–4, in press.

CARON, M. (1981): Un nouveau genre de foraminifère planctonique du Crétacé: *Falsotruncana* nov. gen. – Eclogae geol. Helv., **74:** 65–73.

— — (1983): La spéciation chez les Foraminifères planctiques: une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. In: 2. Kreide Symposium, München 1982. – Zitteliana, München (this issue).

— — (in press): Cretaceous planktic Foraminifera. In: Biostratigraphy by Marine Plankton, by BOLLI, H., SAUNDERS, J. & PERCH-NIELSEN, K. (ed.). – Cambridge Univ. Press.

— — & HOMEWORD, P. (in press): Evolution of early planktic Foraminifera. Marine Micropaleontology.

GRIGELIS, A. & GORBATCHIK, T. (1980): Morphology and taxonomy of Jurassic and early Cretaceous representatives of the superfamily Globigerinacea (Favusellidae). – J. foram. Res., **10:** 180–190.

LIPPS, J. (1970): Plankton evolution. – Evolution, **74:** 1–22.

MASTERS, B. A. (1977): Mesozoic Planktonic Foraminifera. A world-wide review and analysis. In: Oceanic Micropaleontology, by Ramsay, A. T. S., p. 301.731. – Academic Press, London.

STEINECK, P. L. & FLEISHER, R. L. (1978): Towards the classical evolutionary reclassification of Cenozoic Globigerinacea (Foraminiferida). – J. Paleontol., **52:** 618–635.

TAPPAN, H. (1971): Microplankton, ecological succession and evolution. – N. Am. Paleontol. Conv. Chicago, 1969, Proc. H: 1058–1103.

— — & LOEBLICH, A. R. (1973): Evolution of the oceanic plankton. – Earth Sci. Rev., **9:** 207–240.



Zitteliana	10	683–688	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Project of an atlas of Late Cretaceous Globotruncanids (Results of the European Working-Group on planktonic foraminifera)

Presented by

FRANCIS ROBASZYNSKI*)

With 3 text figures

ABSTRACT

After having revised the main species of the Middle Cretaceous, the European Working-Group on planktonic foraminifera has pursued its activities on the Late Cretaceous. Six meetings were needed to debate the status of about a hundred taxa belonging to the Globotruncanid family. Discussions led to the description and illustration of some thirty species chosen for their biostratigraphic value.

The vertical distribution of these species, for Tethyan and Boreal realms, is given in a range chart which takes into account phyletic relations and asserts an eight-part biozonation. Several genera will have to be created and some tens of forms will fall into synonymy.

RÉSUMÉ

Après la révision des principales espèces du Crétacé moyen, le Groupe de Travail Européen des foraminifères planctoniques a poursuivi ses activités en s'attachant aux formes du Crétacé supérieur. Six réunions furent nécessaires pour débattre du statut d'environ cent taxons appartenant à la famille des Globotruncanidés. Les discussions ont abouti à la description et à l'illustration d'une trentaine d'espèces retenues pour leur valeur biostratigraphique.

L'extension verticale de ces espèces, valable pour les domaines boréal et téthysien, est proposée dans une charte tenant compte des relations phylogénétiques et soutenant une biozonation en huit termes. Deux nouveaux genres devront être créés et plusieurs dizaines de formes seront mises en synonymie.

KURZFASSUNG

Nach der Revision der wichtigsten Arten der Mittel-Kreide hat sich die Europäische Arbeitsgruppe für planktonische Foraminiferen der Oberkreide zugewendet. Bei 6 Zusammenkünften wurden ca. 100 Taxa der Familie Globotruncanidae diskutiert und einheitlich beschrieben. Exemplare von 30 biostratigraphisch wertvollen Arten wurden für Abbildungen ausgewählt.

Die Reichweiten sowohl im Tethysbereich als im Boreal wurden in einer Tabelle mit 8 Biozonen vergleichend dargestellt, unter Berücksichtigung phylogenetischer Zusammenhänge. Zwei neue Gattungen müssen aufgestellt werden und mehr als 10 Arten fallen in die Synonymie.

*) F. ROBASZYNSKI, Faculté Polytechnique de Mons, 9, rue de Houdain, B-7000 Mons, Belgium.

INTRODUCTION

After the publication in 1979 of the "Atlas of Middle Cretaceous Planktonic Foraminifera" by the "Special Section of the Middle Cretaceous Events Project" (I.G.C.P. no 58), the European Working Group on planktonic foraminifera decided to clarify and standardize the taxonomy of the main Late Cretaceous Globotruncanids.

Meetings and participants: Since 1980, six meetings of two or three days were organized at the universities of Bern, Amsterdam, Plymouth, Zürich and Rouen. The last one was arranged at Bordeaux by the Esso Company at the beginning of May 1982.

The Group gathers more than thirty specialists from universities and petroleum companies, representing ten European countries (Belgium: M. Meijer, F. Robaszynski; Czechoslovakia: J. Salaj; France: P. Andreieff, J. P. Bellier, M. Bourdon, L. Brun, F. Calandra, P. A. Dupeuble, R. Lehmann, M. Noireau-Conard; Germany: D. Herm, W. Weiss; Holland: P. Marks, J. Postuma, A. Schroeder, J. Van Hinte, A. Wonders; Italy: I. Premoli-Silva; Poland: I. Heller, D. Peryt; Spain: J. M. Gonzalez Donoso, M. Lamolda, D. Linares Rodriguez; Switzerland: F. Alleman, H. Bolli, M. Caron, R. Herb; United Kingdom: H. Bailey, K. Ball, P. Bigg, M. B. Hart, A. Swiecicki); Z. El Naggar, from Saudi Arabia, attended several meetings.

PROBLEMS AND DIFFICULTIES

As for paleozoologists, micropaleontologists are inevitably confronted with the concept of species and with taxonomic problems. Under the microscope, they observe populations connected in time by phylogenetic links, but to put the complex information perceived into words, they only dispose of the binominal linneian nomenclature. Other nomenclatural systems were suggested (for example by Gandolfi 1955, Bykova 1960, Sigal 1966, etc.) but they are often difficult to put into practice because of their relatively complicate transcription.

Although the binominal system has the startcoming of being rigid and rather typologic, even artificial and too restricted, it nevertheless offers the invaluable advantage of being concise (Hudson & Fox 1962) especially when information is directed to geologists, stratigraphers or to other general earth-science workers.

Micropaleontologists are generally aware of the intraspecific variability of planktonic foraminifera and in most cases, the holotype, sometimes defined a century ago or more, does not represent the "average species" or the "spectro-holotpye" of Sigal, 1966. Moreover, some recently named or well-described species are better chosen than senior ones. Yet, because of the rules of priority, the first named species has to be used, even if, morphologically, it is not exactly suitable.

Another question: in an anagenetic lineage, how many species should be chosen to show gradually evolving morphological characters?

METHODOLOGY FOLLOWED BY THE WORKING-GROUP

In order to stabilize the taxonomic position of one species, the most convenient is to refer to the holotype, even if this one does not represent the "average species".

During the sessions, the Group had at its disposal a lot of holotypes and paratypes, kindly lent by different institutions, examined in museum collections (P.R.I. Ithaca, U.S.N.M. Washington, Museums, Universities of Bâle, Paris, Stockholm, Strasbourg, Utrecht, Zürich, B.M.N.H. London, etc.), or borrowed from personal collections (coll. Sigal, coll. of members of the Group). When holotypes were wanting, topotypes or geographically-close hypotypes were carefully investigated.

Having at disposal Tethyan and Boreal material, from outcrops and oceanic sections, the Group identified some phylogenetic lineages, which gave a logical frame to species retained mainly for their biostratigraphical value. In an anagenetic branch, species are chosen and given a name each time morphological changes, clearly seen under the microscope, are significant.

Each important species, that stands out as landmark along an evolutionary lineage, has been examined under the microscope, discussed at length by all the participants, and described integrally. Then, several specimens of the species and its variants, issued from diverse biogeographical provinces, were chosen to be photographied under the Scanning Electron Microscope.

The results will be published in an international journal as an Atlas comprising about sixty plates.

PHYLOGENETIC RESULTS

1. HIERARCHY IN MORPHOLOGICAL CHARACTERS

Thanks to the observations carried out for a century with the photonic microscope and more recently with the S.E.M., a hierarchy of evolutionary characters related to the test of planktonic foraminifera has been gradually defined. The first appearing characters are considered as the most primitive.

Arranged according to their importance, the following morphological criteria are used to individualize higher taxa in the Late Cretaceous Globotruncanids (details cf. CARON in BOLLI and al. ed., in press):

- position of the primary aperture (umbilical-extraumbilical nearly periumbilical; umbilical-extraumbilical; umbilical);
- morphology of expansions of the test around the umbilicus (lips, flaps, portici, tegilla);
- presence of keels (0, 1, 2) or of an imperforate peripheral band;
- type of ornamentation (rugose, costellae);
- bearing of umbilical sutures (raised, depressed...);

At the specific level, the following are determinant:

- shape and number of chambers (petaloid, crescentic...)
- aspect of the equatorial outline (circular, lobate...)
- shape of the sutures (radial, sigmoidal...)
- aspect of the lateral view (plano-convex, biconvex...)

2. THE MAIN PHYLETIC GROUPS

Using the characters listed above, several lineages were distinguished for the following taxa:

genus *Globotruncana* : *linneiana* group, *arca* group, *aegyptiaca* group
? nov. gen. : *fornicata* group
? nov. gen. : *gansseri* group

The phylogenetic chart with genera and groups (fig. 1) is based on the successive appearance of evolved characters, for example: primary aperture nearly peripheric → aperture umbilical; lips → tegilla; no keel → two keels; two keels → one keel.

3. PHYLOGENY OF SPECIES IN THE *ARCA* GROUP

To give an example, we shall analyse the evolution of the species of the *arca* group belonging to the genus *Globotruncana* (fig. 2).

Among the characters defining the species *G. arca* (CUSHMAN), we shall retain: six to eight petaloid chambers in the last whorl, chambers increasing slowly in size on the spiral side, outline biconvex more or less symmetrical with two keels distinctly separated. The species appears near the base of the *elevata* zone (Lower Campanian) and continues with slight modifications till nearly the end of the Cretaceous.

In the *elevata* zone, rises a branch which begins with *G. orientalis* EL NAGGAR: petaloid chambers, increasing slowly in size on the last whorl of the spiral side, two closely spaced keels on the last ones. Through intermediate forms, the branch evolves towards *G. esnehensis* NAKKADY which also possesses petaloid chambers increasing slowly in size, but only one keel on all chambers of the last whorl. In the early Maastrichtian, another branch arises from the *arca* species. It begins with *G. falsostuarti* SIGAL, with numerous petaloid chambers, increasing slowly in size, two keels typically joining each other in the middle of each chamber; the umbilical keel may disappear on the last few chambers. Gradually, *falsostuarti* evolves to a form with petaloid chambers increasing slowly in size but single-keeled. *G. fareedi* EL NAGGAR could be a name for this evolutionary step although the specimen figured by DUPEUBLE 1969 (*"falsostuarti* emend." single-keeled, pl. III, fig. 10 = n. sp. ?) seems more significant.

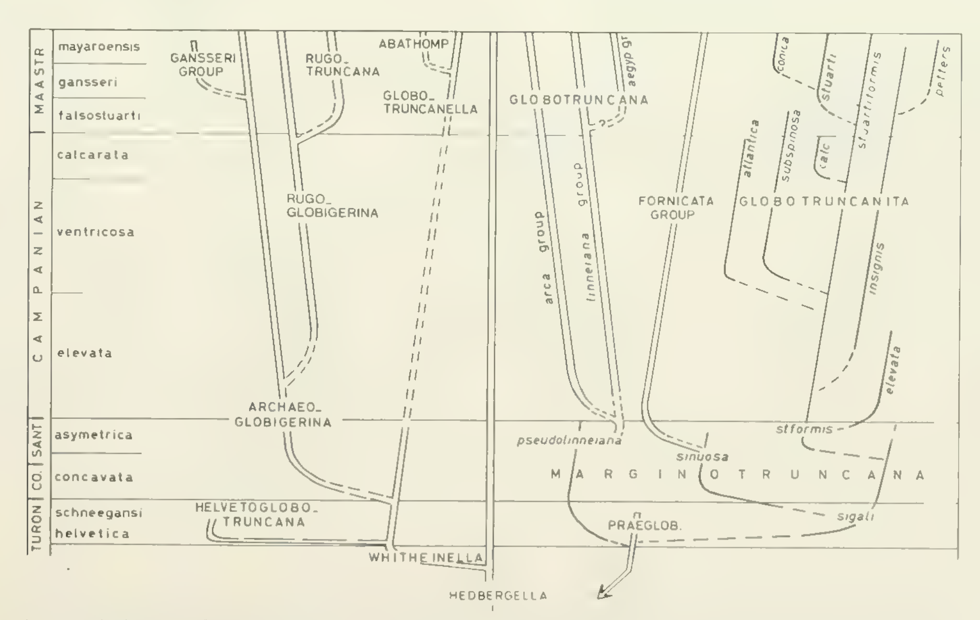


Fig. 1 Phylogeny of genera, groups and species of the "*fornicata* group" in the Late Cretaceous (branches tilted to the right: taxa with portici; to the left: with tegilla).

In the upper part of the Campanian, *G. rugosa* (MARIE), with very globular chambers on the umbilical side, can be distinguished from *G. arca.*

Parallel to the branches arisen from *arca,* maybe with a common ancestor, there is that of *G. mariei* BANNER & BLOW which has differing characters: crescentic chambers, increasingly rapidly in size; biconvex outline and two closely spaced-keels.

In *G. rosetta* (CARSEY), the first two characters are the same as for *G. mariei* but the test becomes umbilicoconvex with two keels on the first chambers and one keel on the last ones. It is possible that later on, *G. rosetta* becoming spiro-convex and single-keeled gave homeomorphs of *G. esnehensis.*

The gradualistic interpretation of the *arca* group is based on the analysis of a rich material (some tens, hundreds and sometimes thousands of specimens per sample), issued from closely spaced levels (time-steps of 50000 to 10000 years, sometimes even less) and sedimented on regularly subsiding areas (Tethys: Spain, France, Italy, Tunisia, Egypt, Caraibs, Atlantic D.S.D.P. cores, etc.; Boreal province: Northern Europe, from England to Poland).

The differenciation of new forms and new species would seem to be related to major eustatic variations of sea-level which modified ecological conditions and geographical extent of foraminifera (KAUFFMAN 1977, HART & BAILEY 1979).

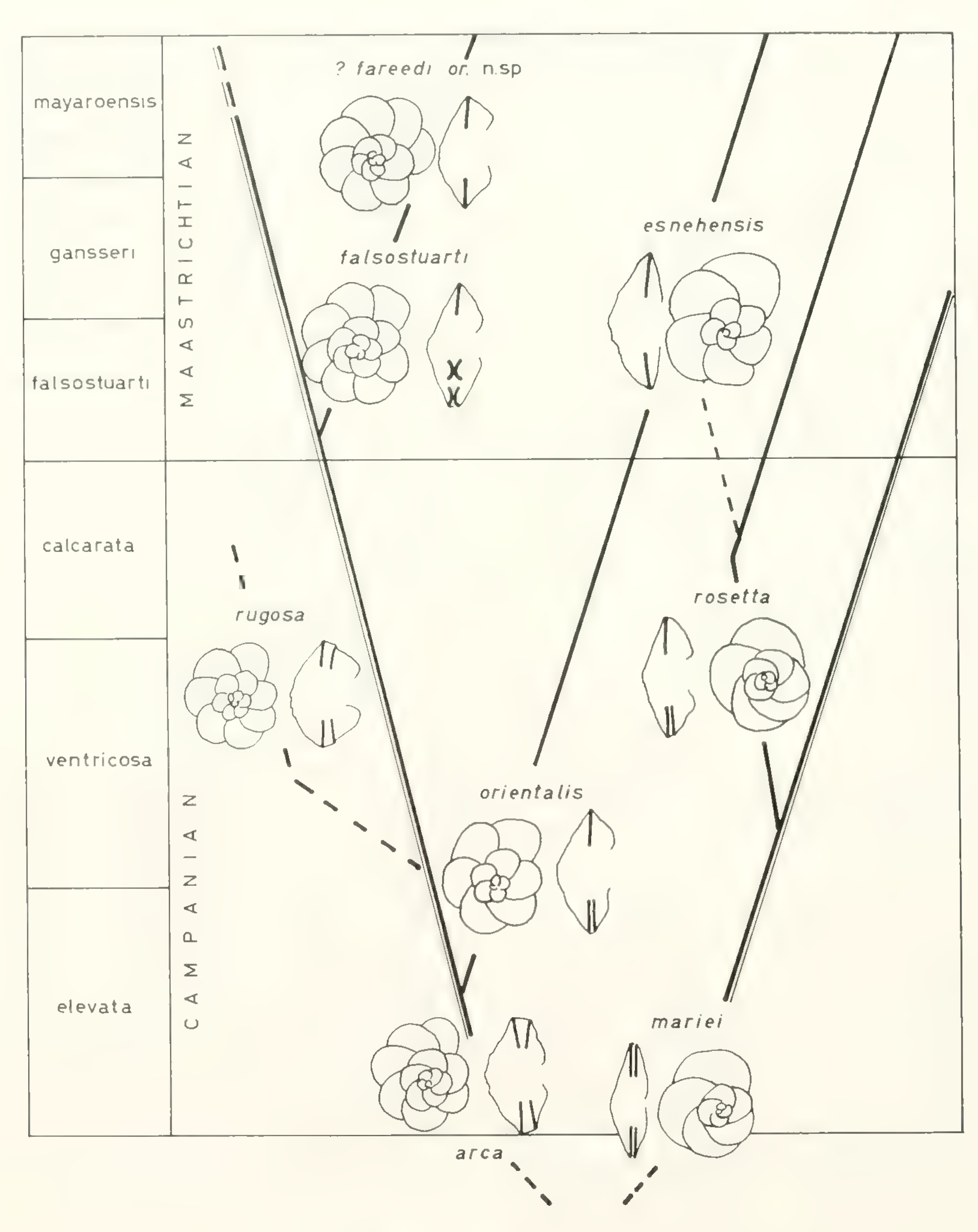


Fig. 2 Phylogeny of species of the "*arca* group".

TAXONOMIC CONSEQUENCES

If we agree with the opinion that species denominations are like reference-marks along an evolving branch, we have to choose "reference-species" with clear morphological characters. This way, numerous intermediate "species" (evolutionary links or ecological forms) fall into synonymy with the "reference-species". The advantage of this is that it lightens and simplifies the systematics, rendering the publication of biostratigraphical data more accessible to non-specialists. Among about a hundred "species" proposed in the literature, we retained some thirty species for the Late Cretaceous.

The list below indicates some of the synonymies proposed after numerous comparisons under the microscope and extended discussions during the sessions of the European Working Group.

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY, 1839), neotype by BRÖNNIMAN & BROWN, 1956

= *P. tricarinata* QUEREAU, 1893 (lectotype by PESSAGNO 1967)

= *G. obliqua* HERM, 1965

= *G. loeblichi* PESSAGNO, 1967

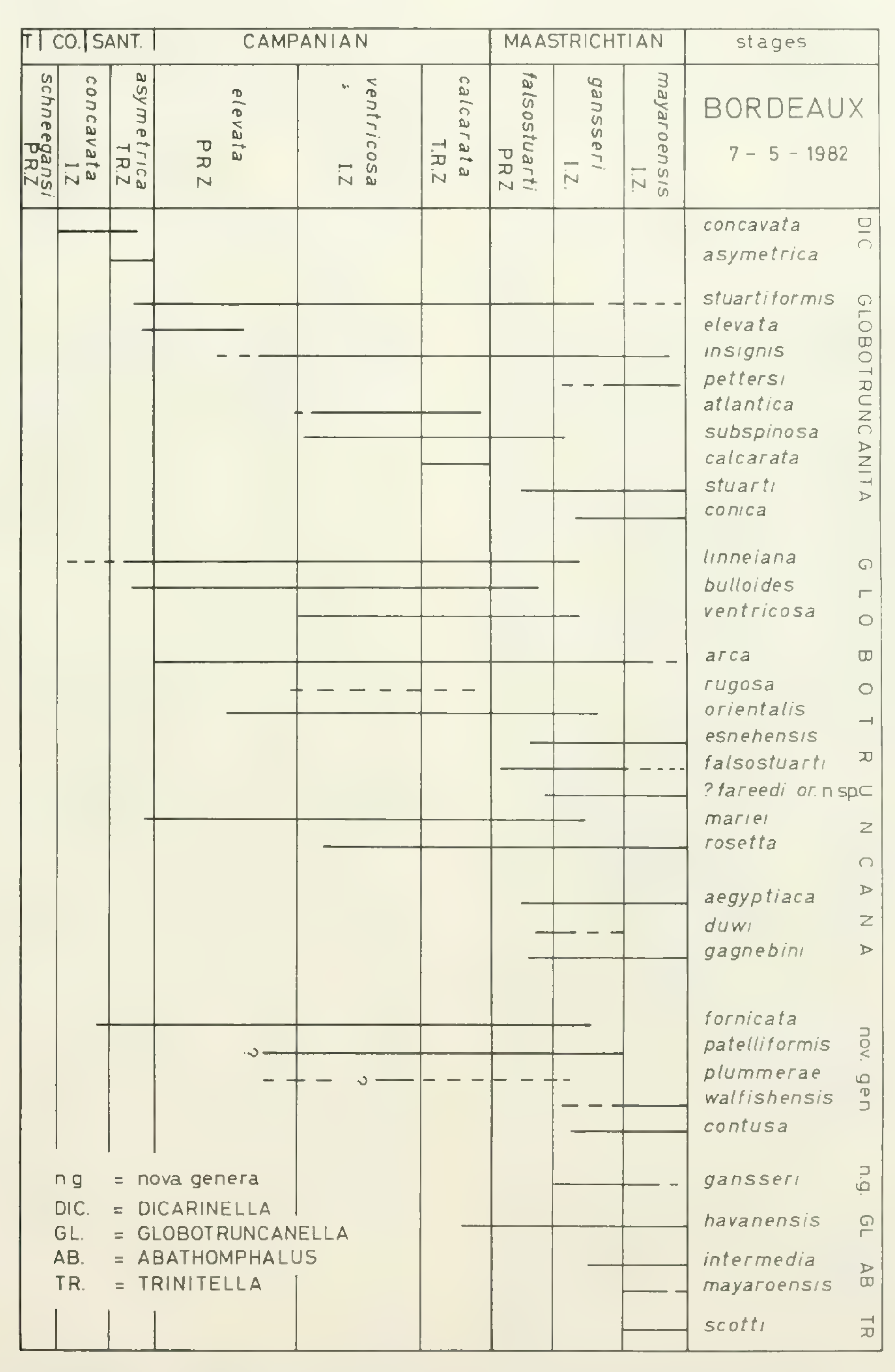


Fig. 3 Range-chart of the main Late Cretaceous species (Globotruncanids). Read "nova genera" for "novum genera".

G. arca (CUSHMAN, 1926)
= *G. lapparenti* BROTZEN, 1936 (lectotype by PESSAGNO, 1967)
= *G. leupoldi* BOLLI, 1945

G. orientalis EL NAGGAR, 1966
= *G. stephensoni* PESSAGNO, 1967

G. mariei BANNER & BLOW, 1960
= *G. cretacea* CUSHMAN, 1938

G. rosetta (CARSEY, 1926) lectotype by ESKER, 1968
= *G. lamellosa* SIGAL, 1952
= *G. caliciformis trinidadensis* GANDOLFI, 1955
= *G. arca caribica* GANDOLFI, 1955

G. contusa (CUSHMAN, 1926)
= *G. linnei caliciformis* VOGLER, 1941
= *G. contusa galeoidis* HERM, 1962
= *G. navarroensis* SMITH & PESSAGNO, 1973

Globotruncanita elevata (BROTZEN, 1934) lectotype by KUHRY, 1970
= *G. andori* DE KLASZ, 1953
= *G. putahensis* TAKAYANAGI, 1965.

References of the taxa cited will be given in the next future in the "Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids" and are accessible in CARON (in press), EL NAGGAR 1966, LINARES 1977, MASTERS 1977, PESSAGNO 1967, WONDERS 1980.

ACKNOWLEDGEMENTS

This project was supported by grants from ESSO-France, S.N.E.A. (P.), N.A.T.O.-R.G. 1895 and Belgian F.N.R.S.

The financial support of these companies and institutions is gratefully acknowledged.

We thank M. GUILLAUME and I. PREMOLI SILVA for checking the English.

REFERENCES

BYKOVA, N. K. (1960): Au sujet du développement phylogénétique cyclique chez les Foraminifères. – V.N.I.G.R.I., **163**, Sborn. geol., **5**, p. 309–327, 7 pl., Leningrad-Moscou.

CARON, M. (in press): Cretaceous planktonic foraminifera. – In: "Biostratigraphy by marine plancton" BOLLI and al., Cambridge Univ. Press.

EL NAGGAR, Z. R. (1966): Stratigraphy and planktonic foraminifera of the Upper Cretaceous. – Lower Tertiary succession in the Esna-Idfu-Region, Nile Valley, Egypt, U.A.R. – Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Suppl. **2**, 291 p., 23 pl.

GANDOLFI, R. (1955): The genus *Globotruncana* in Northeastern Colombia. – Bull. Amer. Pal., **36**, (155), 118 p., 12 fig. 9 pl., Ithaca.

HART, M. B. & BAILEY H. W., (1979): – The distribution of Planktonic Foraminiferida in the Mid-Cretaceous of NW Europe. – In: Aspekte der Kreide Europas, I.U.G.S. Series A, **6**, E, Schweizerhart'sche Verl. Stuttgart, p. 527–542, 8 fig.

HUDSON, R. G. S. & FOX, T., (1962): An Upper Visean Zaphrentoid fauna from the Yoredale beds of NW. – Yorkshire. – Proc. Yorksh. geol. Soc., **25**, p. 101–126, pl. 9–12, Leeds.

KAUFFMAN, E. G. (1977): Evolutionary rates and biostratigraphy. – In: Concepts and methods of biostratigraphy. E. G. KAUFFMAN and J. E. HAZEL ed., Dowden, Hut. & Ross, Stroudsburg, p. 109–141, 8 text-fig.

LINARES RODRIGUEZ, D. (1977): Foraminiferos planctónicos del Cretácico superior de las Cordilleras Béticas (Sector Central). – Thesis. Univ. Malaga, 410 pp., 47 pl.

MASTERS, B. A. (1977): Mesozoic planktonic foraminifera. A world-wide review and analysis. – In: Oceanic micropalaeontology, vol. **1**, A.T.S. RAMSAY ed., Acad. Press, p. 301–731, 58 pl., 148 fig.

PESSAGNO, E. A., (1967): Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain. – Palaeont. Americana, **5**, (37), p. 245–445, pl. 48–101.

ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. and European Working Group on Planktonic Foraminifera (1979): Atlas of Mid Cretaceous planktonic foraminifera (Boreal Sea and Tethys). Cahiers Micropal., Ed. C.N.R.S., Paris, fasc. 1979-1 et 1979-2.

SIGAL, J. (1966): Le concept taxinomique de spectre. Mém. hors-série, **3**, Soc. géol. Fr., 126 p., 10 pl.

STOLL, N. R. and al. ed. (1964): International Code of Zoological nomenclature adopted by the XVe international congress of zoology. Int. Trust. for zool. nomenclature, London.

WONDERS, A. A. H. (1980): Middle and Late Cretaceous planktonic foraminifera of the Western Mediterranean area. – Utrecht Micropal. Bull., **24**, 157 p., 10 pl., 43 fig.

Zitteliana	10	689–701	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 - 9627

Campanian and Maastrichtian Inoceramids: A review

By

ANNIE VALERIE DHONDT*)

With 6 text figures

ABSTRACT

Late Cretaceous deposits of the Northern Hemisphere contain numerous Inoceramids. As "biostratigraphic tools" they are used with excellent results for strata of the Mid-Cretaceous and early Late Cretaceous. Inoceramids are just as frequent as in Mid-Cretaceous in strata of Late Cretaceous age (Campanian and Early Maastrichtian). Yet, on a wide geographic scale (Northern Hemisphere) they have not been used for precise dating. Data on inoceramid occurrence and distribution are available for many regions but in NW Germany and in most areas of the USSR, Campanian and Maastrichtian inoceramids have been studied much more thoroughly than in most other regions.

Biogeographically above the Lower Campanian, deposits of the Northern Hemisphere belong to two large entities: the North Pacific Province and the Euramerican Region (includes the European Palaeozoogeographic Province of NAIDIN and all North American deposits except those of the West Coast). In the North Pacific Province strata are subdivided biostratigraphically by inoceramids endemic to that region. In Maastrichtian deposits from temperate seas in the Northern Hemisphere, a subdivision can be made using the "aberrant" tegulated inoceramids: *Spyridoceramus tegulatus* occurs in Lower Maastrichtian strata, *Tenuipteria argentea* characterises Upper Maastrichtian strata. The Tethys fauna of Europe and Africa has many elements in common with the Euramerican region.

The extinction of the inoceramids has been a gradual process beginning in the Campanian; by Mid-Maastrichtian times only one genus survived which lived till the youngest Maastrichtian. The extinction in Early and Mid-Maastrichtian was not due to a sudden disappearance of favourable ecological conditions: "inoceramid-like" species are found after the disappearance of most inoceramid groups. In the Danian inoceramids and inoceramid-like species are unknown.

KURZFASSUNG

Die in den Oberkreide-Ablagerungen der Nord-Hemisphäre häufig auftretenden Inoceramen werden biostratigraphisch mit sehr guten Erfolg in Schichten älter als Santon eingesetzt. Obwohl Inoceramen auch in Schichten des Campan und Unter-Maastricht zahlreich vertreten sind, werden sie hier nicht zur Einstufung herangezogen. Aus vielen Gebieten liegen zwar Angaben über ihre Verbreitung vor, sie sind jedoch nicht immer überregional vergleichbar, da sie nur in NW-Deutschland und in der USSR gründlich untersucht sind. In der nordpacifischen Faunenprovinz wird das Campan mit endemischen Inoceramen unterteilt. Im Maastricht der gemäßigten Nordhemisphäre können die „aberranten" tegulaten Inoceramen zur Unterteilung eingesetzt werden: *Spyridoceramus tegulatus* für das Untermaastricht und *Tenuipteria argentea* für das Obermaastricht.

Biogeographisch gehören die Schichten jünger als Untercampan in der Nord-Hemisphäre zu zwei großen Einheiten: die „Nord-Pazifik"-Provinz und die „Euramerika"-Provinz (europäische paläozoographische Provinz von NAIDIN zusammen mit allen nordamerikanischen Vorkommen, außer der Westküste). Die Tethys-Faunen Europas und Afrikas haben viele gemeinsame Formen mit dieser Euramerika-Provinz.

Das Aussterben der Inoceramen vollzog sich schrittweise, beginnend im Campan. Im mittleren Maastricht überlebte nur noch eine Gattung, die bis zum Ende des Maastricht auftritt. Das Aussterben im Untermaastricht kann nicht auf das plötzliche Aussetzen von günstigen ökologischen Bedingungen zurückgeführt werden; „Inoceramen-ähnliche" Formen finden sich auch noch nach dem Aussterben der meisten Inoceramen-Gruppen. Aus dem Dan und höher sind Inoceramen und „Inoceramen-ähnliche" Arten unbekannt.

*) A. V. DHONDT, Departement Paleontologie, Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen, Vautierstraat 29, B-1040 Brussels, Belgium.

RÉSUMÉ

Dans l'Hémisphère nord les dépôts néocrétaciques contiennent de nombreux inocérames. En biostratigraphie ils rendent de bons services jusqu'à la fin du Santonien. Dans les dépôts du Campanien et du Maastrichtien inférieur les inocérames restent tout aussi fréquents. Cependant à large échelle géographique (l'Hémisphère nord) ils sont inutilisables pour la datation précise. Dans des travaux régionaux nous trouvons de nombreuses données sur la présence et la distribution des inocérames; elles ne sont pas toujours comparables, parce que dans le Nord-Ouest de l'Allemagne et en URSS, les inocérames du Campanien et du Maastrichtien inférieur ont été étudié plus en détail que dans d'autres régions.

Après le Campanien inférieur les dépôts de l'Hémisphère nord forment deux grandes entités biogéographiques: la Province du Pacifique Nord d'une part et la Région Euraméricaine d'autre part (la Province Paléozoogéographique Européenne de Naidin, et les dépôts d'Amérique du Nord à l'exclusion de ceux de la côte ouest).

Dans la Province du Pacifique Nord la biozonation du Campanien se fait à l'aide d'inocérames endémiques à cette province. Dans les dépôts maastrichtiens de mers tempérées de l'Hémisphère nord la subdivision de cet étage peut se faire à l'aide d'inocéramidés «tégulés»: *Spyridoceramus tegulatus* caractérise le Maastrichtien inférieur, *Tenuipteria argentea* le Maastrichtien supérieur.

La faune téthysienne d'Afrique et d'Europe est très proche de celle de la Région Euraméricaine.

L'extinction des inocéramidés a été un processus graduel, qui a commencé au début du Campanien. Au Maastrichtien moyen un seul genre survit qui disparait à la fin du Maastrichtien. La disparition des inocéramidés au début du Maastrichtien n'est pas expliquable par une soudaine absence de conditions écologiques propices au groupe: des homéomorphes d'inocérames se trouvent, après la disparition des inocéramidés, dans le Maastrichtien moyen et supérieur. Au Danien on ne retrouve ni inocérames ni homéomorphes d'inocéramidés.

CONTENTS

INTRODUCTION

Among the macrofossils used for Cretaceous biostratigraphy, inoceramids have traditionally been important for the Mid-Cretaceous and early Late Cretaceous. In areas where ammonites are relatively rarely found, they are an excellent biostratigraphic tool, especially from the Turonian to Santonian. In the latest Cretaceous, Campanian and Maastrichtian, their biostratigraphic usefulness has generally been disclaimed. Yet, especially in the Campanian, inoceramids were still quite common.

It seemed interesting to check what happened on a wide geographical scale (Northern Hemisphere and Tethys) in the terminal Cretaceous, within the inoceramids: how their biogeographical distribution evolved, how their stratigraphical distribution changed, how their "extinction" took place.

I. GENERAL REMARKS ON INOCERAMIDS

Inoceramidae are recorded from the Early Permian to the latest Cretaceous. The biostratigraphic importance of this family of pteriacean bivalves is due to the genus *Inoceramus* J. Sowerby, 1814, which is known to have occurred from the Early Jurassic to the Late Maastrichtian. The number of species which have been assigned to the genus is huge: Pergament (1981) lists, on a worldwide basis 94 species (in a work on the Cretaceous-Tertiary boundary); 94 species for the Campanian and Maastrichtian stages alone – and in the Maastrichtian inoceramids are relatively rare! For an area limited to the Western Interior of North America, Kauffman (1975) lists 89 subspecies and species of inoceramids for the Campanian and Early Maastrichtian. According to the standards used by most mollusc workers, an average of 50 species in one genus per stage is exceptional, even in a genus in which species have short ranges (this indeed might mean close to 1000 species in the genus *Inoceramus* in its total range).

This is not a new problem: in the last 150 years authors have repeatedly attempted to subdivide the vast series of known *Inoceramus* species on morphologic, phylogenetic or other criteria. Thus *Mytiloides* as a genus/subgenus dates back to Brongniart, 1822, *Endocostea* to Whitfield, 1880. The first thorough attempt at subdividing and classifying all ,,*Inoceramus*" was made by Heinz (1932 and others). The result was

rather confused and confusing: the main problem created was of nomenclative nature as Heinz often did not follow ICZN rules. Most later systematic studies on inoceramids are based on the best aspects of Heinz's work. In the Treatise of Moore, Cox (1969) tried to define (in accordance with the ICZN) some of Heinz's invalid but useful names.

For Cretaceous Inoceramidae less ambitious and less extreme subdivisions have been used: – informal groups based on morphologic characteristics (Dobrov and Pavlova, 1959); – systematic groups at the subgeneric level, applying many elements of the system introduced by Heinz, but having redefined them (Seitz, 1961 b, 1965, 1967, 1970, and Sornay, 1966, 1969, 1973 etc.). Other authors such as Tsagarely (1942, 1949) and Kauffman (1973, 1977 and others) use genera/subgenera from Heinz and from earlier authors: in Kauffman (1977) *Cladoceramus, Endocostea* and *Platyceramus* have subgeneric rank and *Mytiloides* is given generic rank. Modern Soviet authors, as a rule, follow a system modified after Dobrov and Pavlova. All species belong to *Inoceramus* but the species are placed in "species-groups". Only *Tenuipteria* is occasionally granted generic rank.

Mitura (1957) explained why the study of *Inoceramus* is so difficult. The problem lies partly in the homogeneity of the group (which makes it very difficult to quantify the differentiating characteristics) and also the preservation is generally poor (which results in the absence of information on the characteristics of the shell and means that species often are only known as internal moulds). Yet, despite those preservational limitations some inoceramids are important stratigraphic tools. As demonstrated by Kauffman (1975) their long pelagic larval stage ensured a very wide distribution (some species groups might well have been pelagic all through their life: pseudoplanktonic or epiplanktonic).

II. REGIONAL REVIEW

The geographical area considered is very wide. Obviously I am not as familiar with faunas from the Pacific Province as with those from Western Europe. Hence, the data have been collected with the usual bias (conclusions are drawn for a very large area but the author considers as central the area in which he works, on personal rather than on scientific grounds). South America and the Southern Pacific area (Australian Province of Kauffman, 1973) are omitted.

The data available to-day on inoceramids from the Campanian-Maastrichtian stratigraphic interval cannot always easily be compared. The Campanian-Maastrichtian boundary is not always put in the same place by all authors (below or above the *B. polyplocum* Zone) and in some areas (such as N. Germany and many regions in the USSR) the group has been studied in greater detail than in others (such as France or Spain or most areas of the USSR).

1. GERMANY AND NEIGHBOURING AREAS

The first basic stratigraphic work on Late Cretaceous Inoceramids was done in Germany a. o. by Andert (1911), J. Boehm (1911, 1915), G. Mueller (1900). Those early authors generally limited themselves to the Turonian-Coniacian (= Emscher) interval. Logically they worked on the strata in which the inoceramids are most numerous. Later authors Heine (1929), Heinz (1928, 1932), Riedel (1931) worked on stratigraphically younger levels and included the Santonian. At that time in much of Northern Europe the Campanian-Maastrichtian interval was divided in "Mammillaten"- and "Mucronatensenon" and no major boundaries in that interval were based on inoceramids. In the early 1950's under the influence of the Russian school (Arkhangelsky [1912], Schatsky, but mainly through Jeletzky [1951 and others]) the "Mucronatensenon" was biostratigraphically subdivided on the base of its belemnite content by Schmid (1955a and b, 1956) and German uppermost Cretaceous strata were subdivided according to international usage. In connection herewith Giers (1964) and Seitz (1956, 1965, 1967, 1970) concentrated also on inoceramids of Campanian age. Only Seitz made occasional references to inoceramids of Maastrichtian age. This neglect is understandable since Maastrichtian deposits are much rarer in Germany than those of Campanian age. Nevertheless, Seitz made the only virtually complete study of inoceramids occurring in late Late Cretaceous age in Europe. His results apply widely in the European Palaeozoogeographic Province (or as it is generally known E. P. P. of Naidin [1959]) and probably also beyond that region.

It is especially interesting to connect the northern German data with those of Denmark and southern Sweden, using the data on Höllviken (Brotzen, 1945, Ødum, 1953) and the generally well studied Danish section (Birkelund, 1957, W. Kegel Christensen, 1975, 1976, Ravn, 1902, Surlyk, 1972, Surlyk and Birkelund, 1977, Troelsen, 1937).

2. ENGLAND

In England, just about all Cretaceous bivalves were revised in Woods' monumental monograph (1899–1913); due to insufficient stratigraphic resolution (typical of that period) the data given for inoceramids are no longer satisfying to-day (see also Kauffman, 1976). Still, the fact remains that Woods was the first worker on Cretaceous bivalves who gave good illustrations of real specimens (and not synthetic reconstructions as were made all too frequently in the monographs of Goldfuss or d'Orbigny).

It is unfortunate that till to-day no revision of English Cretaceous inoceramids has been published. Woods' inoceramids have – because of the accurate illustrations – been reinterpreted by many inoceramid specialists and often by persons who had not seen the specimens. As a result different species concepts have been applied to the same name.

Most of the Campanian inoceramids from Late Campanian deposits described by Woods seem to belong to the *Inocera-*

mus balticus s. l. species group which also occur in the underlying *quadratus* chalk. An exception is the species which Woods described as *I. inconstans* var. *sarumensis* which was considered by Heinz (1928) and later by Tsagarely (1942) and by Atabekian and Bobkova (1974) as a distinct species – *I. sarumensis*. The species which are limited to the *quadratus* Zone *I. cardissoides* Goldfuss, *I. lingua* Goldfuss, *I. lobatus* Goldfuss, *I. pinniformis* Willett, *I. tuberculatus* Schroeder, all can be considered as belonging to the subgenus *Sphenoceramus* as understood by Seitz (1965).

Maastrichtian deposits on land in England are rare.

3. BELGIUM – THE NETHERLANDS

In the Belgian-Dutch Campanian the geographic situation is intermediate between Northern Germany, England and the Paris Basin. The first study ever published on the Campanian inoceramids was made recently by Sornay (1982) on the specimens of the coll. of the I.R.Sc.N.B. It shows the following picture: for the topotypical "Smectite de Herve" (early Late Campanian) the most frequent species belong to the *I. balticus* group. In deposits probably of the same age in Limburg (coal mine shaft) many species belonging to *Platyceramus* have been found, along with the *I. balticus* group. In the uppermost Campanian-possibly Lower Maastrichtian strata of Hainaut, Sornay also describes *I. pteroides pyrenaicus* Sornay and *I. inordinatus* (Heinz). Thus we are confronted with a fauna of mixed affinities – containing elements of the North German Campanian but at the same time species found in the Charente and Aquitaine. Most elements are within the *Endocostea* subgenus. For the stratotypical Maastrichtian *Tenuipteria argentea* (Conrad) has been recorded (Dhondt, 1979, 1982 and 1983).

4. FRANCE

The most comprehensive monograph on Cretaceous bivalves is by d'Orbigny (1844–1847). After this basic work very little fundamental work on inoceramids was done in France until 1950 (Sornay, 1959). Since then Sornay published fairly extensively on inoceramids from French and African Upper Cretaceous deposits: on the Campanian-Maastrichtian interval in 1957, 1962, 1966, 1973, 1976, 1978. He used the descriptive system derived from Heinz, also used by Seitz. During the last thirty years Sornay has not only published systematically but has also identified specimens for many authors publishing stratigraphic papers on deposits of Late Cretaceous age: hence a unity now exists in French inoceramid usage and nomenclature for strata of Middle and Late Cretaceous age. However, comparing the results of inoceramids from Campanian-Maastrichtian strata in France with similar inoceramids from the rest of Europe, is not always easy. In France the Maastrichtian stage is very often still understood as it was defined by Haug (1911) whereby the first Maastrichtian zone is the *B. polyplocum* Zone. In the generally accepted international usage the *B. polyplocum* Zone is the last Campanian zone (Atabekian, 1979). In the Charente, Aquitaine, the Pyrenees and S. E. France belemnites are absent, hence the correlation with N. and E. Europe is difficult. Most of the inoceramids described from those areas are of the *I. balticus* group s. l. and also of the *Platyceramus* group.

Only from the Cotentin undoubted Maastrichtian deposits with numerous bivalves are known in the "Craie à Baculites". Bignot and Larsonneur (1969) assigned by microfossil data a latest Campanian-Maastrichtian age to these deposits. Sornay (1973) described a new *Trochoceramus* species from these strata: *Tr. morgani*. In the BM(NH), collection de Gerville, this *Trochoceramus* species and *Endocostea* specimens (group *balticus*) are present from the same strata in the Cotentin.

5. IBERIAN PENINSULA

Campanian-Maastrichtian inoceramid-bearing strata are not frequent in Spain and seem to be largely restricted to the Pyrenean region. Sornay (1978) described a few species from there belonging to *Platyceramus* and *Endocostea* s. l.

6. USSR

In the vast territory of the USSR, marine deposits of Late Cretaceous age are widely distributed- indeed they are present from the most eastern to the most western part of the country. The stratigraphic subdivisions have been partly based on belemnites for a long time, and already Arkhangelsky (1912) used belemnites much as we do to-day.

At present, just about all Upper Cretaceous deposits of the USSR have been studied. For most regions inoceramids have been worked on both stratigraphically and systematically. A more or less uniform stratigraphic scheme is now in use (Pergament, 1978). Examples of detailed regional studies of deposits and inoceramids of terminal Cretaceous age: Far East of the USSR: Pergament (1974), Zonova (1970), Ukraine: Kociubynskii (1968, 1974), Crimea and Caucasus: Dobrov and Pavlova (1959), Georgia: Tsagarely (1942, 1949), Gambashidze (1979), Armenia and Daghestan: Egoan (1955), Rengarten (1965), Atabekian and Bobkova (1974), Azerbaydzhan: Aliev (1939 and others), Kopet Dagh: Atabekian and Lichatsheva (1961).

In Campanian-Maastrichtian times, large areas of the western USSR are part of E. P. P. (Naidin, 1959 and this volume).

The Far Eastern USSR are part of the North Pacific Province; in the Campanian this area is characterised by an inoceramid fauna which is partly "endemic" and in the Upper Campanian the *I. schmidti* Zone is based on one of those Northern Pacific inoceramids.

7. BULGARIA

In Bulgaria, Campanian-Maastrichtian strata contain many inoceramids. Those are and have been studied by Jolkičev (1962 and others). They seem to have some relation with the faunas from the Charente.

8. AFRICA

The evolution of geology and palaentology on the African continent has been connected with colonial enterprise. Two phases, which both resulted in important research for Cretaceous inoceramids, can be distinguished:

a. period of discovery expeditions (around 1800 to 1914): in pre-or early colonial times, many, sometimes surprisingly large, expeditions were organised: their aim was to collect general scientific information. During some of the earlier ventures two important Cretaceous oysters were discovered: *Exogyra africana* (LAMARCK, 1801) and *Exogyra overwegi* von BUCH, 1852. When the discovery expeditions became more frequent, geological (and palaeontological) studies were published on many regions. A few examples for the Cretaceous: on northwest Africa: BAYLE in FOURNEL (1849), COQUAND (1862), PÉRON (1890–1891), PERVINQUIÈRE (1912); on northeast Africa: the expedition of Rohlfs in the "Libysche Wüste" (Libyan Desert) (1873–1874) collected material of Mesozoic and Cainozoic age which was studied under the direction of ZITTEL (1883, 1893–1902); on Cameroon: von KOENEN (1897); on Gabon: KOSSMAT (1893); on Angola: CHOFFAT (1898); on Tanzania – the famous Tendaguru expedition (which collected the Brachiosaurus and transported it from the Tendaguru to near the coast of the Indian Ocean without the help of any kind of vehicle, 1914: publication of the results on invertebrate faunas).

b. 1914 until to-day: after the establishment of colonial rule many administrations started geological surveys. Systematic geological research and mapping was undertaken by these new surveys (in later days often in collaboration with oil-companies). To-day in the now independent countries the same kind of research is continued by the national geological surveys. Some examples of Cretaceous macrofossil research undertaken in such circumstances: Cameroon: RIEDEL (1932), Ghana: COX (1952), Nigeria: REYMENT (1955), West Coast of Africa: SORNAY in DARTEVELLE and FRENEIX (1957), Malagasy Republic (Madagascar): COLLIGNON (1951 and others), SORNAY (1968, 1969, 1973), Ethiopia and Somalia: TAVANI (1947–1948), Libya (Cirenaica and Tripolitania): PARONA (1923), NALDINI (1949), TROEGER and RÖHLICH (1980, 1981).

The african inoceramids known from the Campanian-Maastrichtian interval are for North and West Africa definitely close to those of the European Tethys. Those areas were connected through the sea between Algeria-Tunisia-Libya to the north and Nigeria to the south. This seaway continued as far as Angola along the West Coast of the continent. Also along the East Coast of Africa the connection with Tethys must have been fairly easy: some inoceramid species are in common between Madagascar and Libya (TROEGER and RÖHLICH, 1980).

It is difficult at this point to judge in how far inoceramids of Africa are different from those of European Tethys. HEINZ (1933) and SORNAY (1968 and 1973) express partly contradictory opinions. The results of TROEGER on Libyan material might give us the answer in the near future, in case more species are found which occur both in Madagascar and in Libya.

9. NORTH AMERICA

The Cretaceous deposits of the West Coast of North America (USA and Canada) belong to the North Pacific Province (see under that heading). The other Campanian-Maastrichtian deposits in North America are found on the Atlantic and Gulf Coastal Plains and in the Western Interior Seaway (as it was in the Cretaceous). Inoceramids are numerous in the Western Interior deposits (see GILL and COBBAN, 1966 for a detailed description of the Red Bird Section in Wyoming indicating the precise distribution and location of the inoceramids within the section; also KAUFFMAN, 1975). In the Atlantic and Gulf Coastal Plains these inoceramid-bearing deposits are less frequent. Except for the *Tenuipteria*-species revised by SPEDEN (1970), the work on Campanian-Maastrichtian inoceramids of the USA is not very advanced: W. A. COBBAN made the following statement (written communication of April 11, 1982): "Regarding the last of the inoceramids, nothing has been written about them except for the original descriptions of Meek and Hayden. I am referring to the group of *Inoceramus (Endocostea)* and not *Tenuipteria.*" For Canada, DOUGLAS (1942) described inoceramid species from the Bearpaw (Upper Campanian). In the Western Interior marine Upper Maastrichtian deposits are generally considered as missing. In the Gulf and Atlantic Coastal Plains Upper Maastrichtian deposits are present ("Prairie Bluff" and "Owl Creek"). The only inoceramid species from those strata seems to be *Tenuipteria argentea* (CONRAD) which tallies with Europe and Central Asia (DHONDT, 1982b).

10. NORTH PACIFIC PROVINCE

This biogeographic province was defined by JELETZKY (1965) and includes Japan and regions in the Far East of the USSR, Alaska, parts of British Columbia in Canada, and deposits on the West Coast of the USA. Campanian and Maastrichtian deposits occur on the Asian side of the province. Campanian is well documented in British Columbia (JELETZKY, 1971 and others), in Northern Alaska (JONES and GRYC, 1960). Deposits of Early Maastrichtian age are also found in California (MATSUMOTO, 1960) and probably in Southern Alaska (JONES, 1963).

Inoceramids endemic to this province are used for biostratigraphical purposes in the Campanian: *I. naumanni* Zone and *I. schmidti* Zone are two of the better known zones (JELETZKY, 1971 and PERGAMENT, 1978). For Maastrichtian biostratigraphy species such as *I. shikotanensis*, *I. kusiroensis* and *I. tegulatus* s. l. (PERGAMENT, 1974, 1978) are indicated. Their frequency seems to be low.

There seems to be no possible doubt that as suggested by JELETZKY (1971) this North Pacific Province was an entity separated at least partially from the Tethys and probably virtually not influenced by the temperate faunas of the Northern Hemisphere occurring from the Western Interior of North America over large parts of Northern Europe into Central Asia (see also textfigs. 2, 3, 4, 5, 6).

III. STRATIGRAPHIC AND GEOGRAPHIC DISTRIBUTION

Figure 1 indicates the stratigraphic extension of the systematic entities (genera, subgenera, or "species-groups") occurring in the Campanian-Maastrichtian of the Northern Hemisphere and Tethys. The systematic entities used do not have a completely formal delimitation and are largely taken out of SEITZ (1961 b, 1965, 1967, 1970). The data on which this distribution is based have been compiled partly after personal research and/or collecting but for the larger part they have been taken out of literature (see the articles mentioned in the regional reviews). The groups considered do not have the same extension in all regions. For figure 1 I have used the maximum extension. Three groups are common in the Campanian above the *pilula* Zone: *Cordiceramus*, *Platyceramus* and *Endocostea* s. l. All three are long-ranging (Santonian to Maastrichtian) and seem to cross the Campanian-Maastrichtian boundary without hesitation. However, in the Maastrichtian their distribution can be more restricted geographically and the number of species can be much more limited also. An example of such restriction in distribution is *Cordiceramus* (figure 2): in the Maastrichtian this subgenus is known from Nigeria *I. coxi* REYMENT, 1955) but as far as I have been able to ascertain not from anywhere else. *Platyceramus* (figure 3) is known from several Maastrichtian localities, but largely within the Tethys deposits – and often the correlation of those deposits with those of temperate seas still leaves something to be desired. *Endocostea* s. l. (figure 4) apparently undoubtedly occurs in the Lower Maastrichtian deposits both in North America and in Europe and Africa. The distribution during Maastrichtian times seems to have been less wide than during the Campanian but this might simply be due to the fact that there are fewer Maastrichtian than Campanian deposits known. *Trochoceramus* (figure 5) is a group which probably arose in Mid to Late Campanian times. Its distribution is interesting: it is quite common in the Tethys and the larger part of the occurrences in temperate seas are at the southern border of those seas (exception: Rügen). I have not found American species which could be placed in this group. The absence of *Trochoceramus* in North America could be the result of the widening of the Atlantic Ocean. However, this seems unlikely when the groups *Spyridoceramus* and *Tenuipteria* (figure 6) which originated later existed on both sides of the same Atlantic Ocean. These more widely distribu-

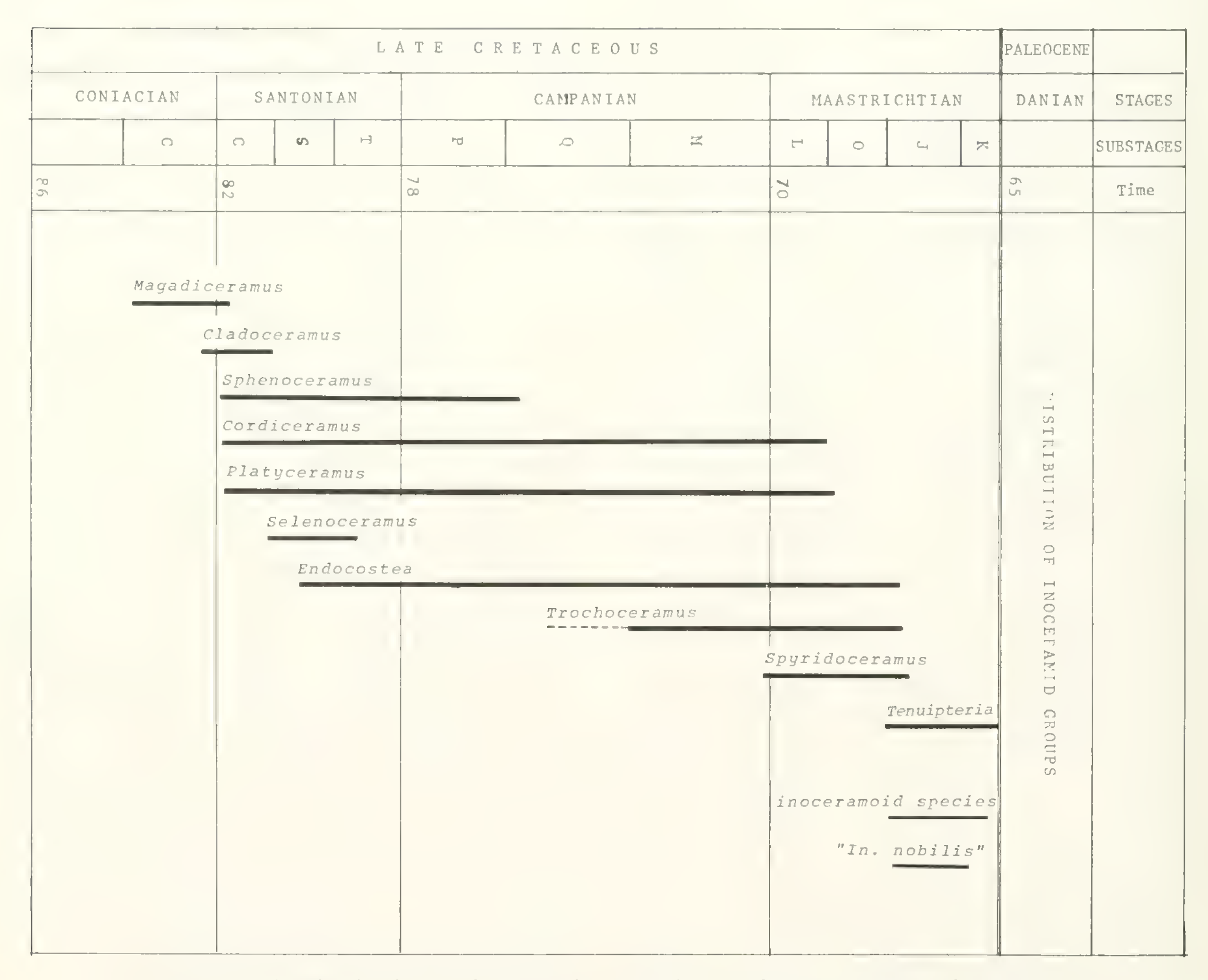


Fig. 1: Stratigraphic distribution of inoceramid "groups" between the Late Coniacian and Late Maastrichtian; symbols used: stratigraphical zones: Coniacian: C: *cortestudinarium;* Santonian: C: *coranguinum*, S: *socialis*, T: *testudinarium;* Campanian: P: *pilula*, Q: *quadrata*, M: *mucronata;* Maastrichtian: L: *lanceolata*, O: *occidentalis*, J: *junior*, K: *kazimirovensis.*

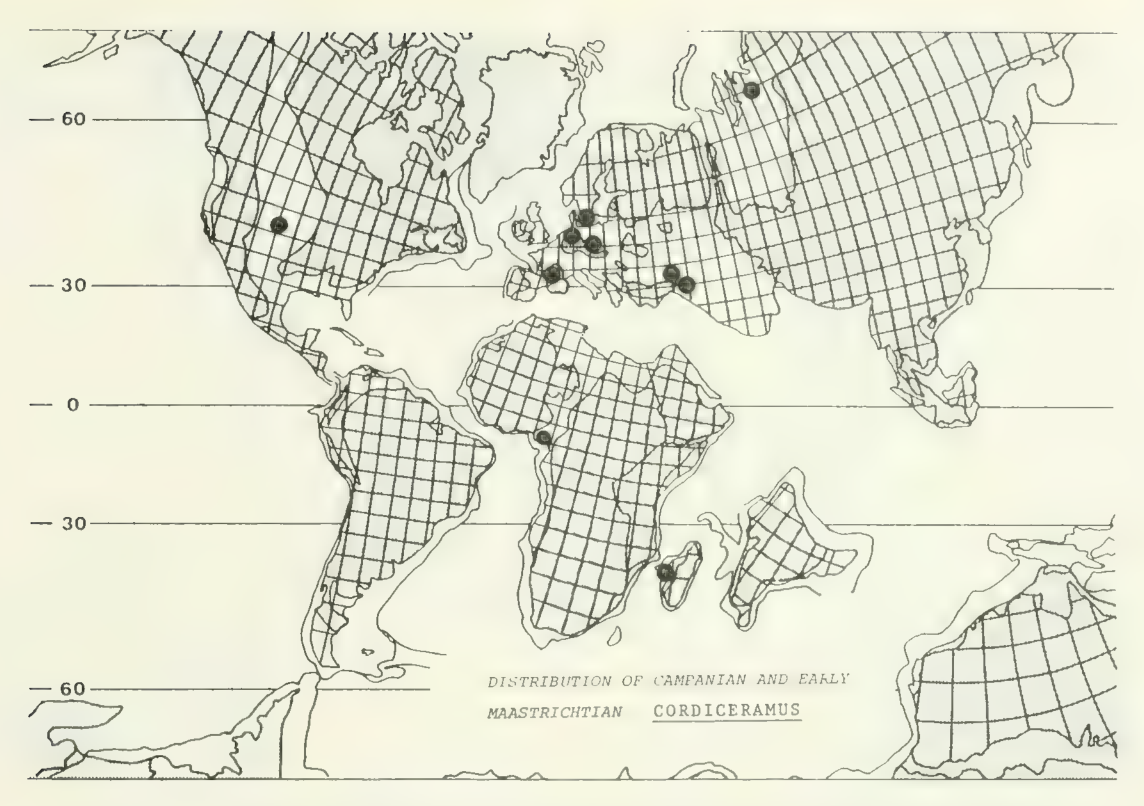


Fig. 2: Geographical distribution of Campanian and Early Maastrichtian *Cordiceramus* in the Euramerican Region, including the African and European Tethys; Map 80 mill. years out of BARRON et al., 1981.



Fig. 3: Geographical distribution of Campanian and Early Maastrichtian *Platyceramus* in the Euramerican Region; map as on fig. 2.

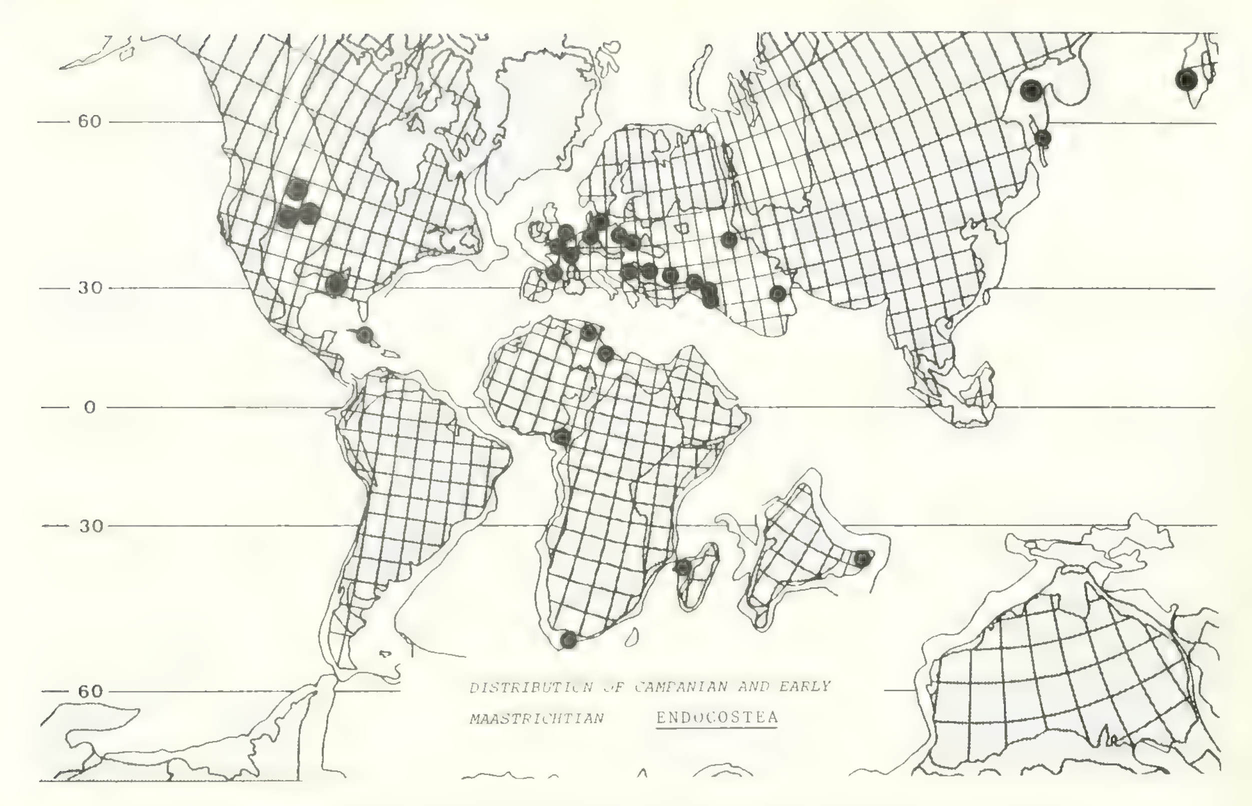


Fig. 4: Geographical distribution of Campanian and Early Maastrichtian *Endocostea;* map as on fig. 2.



Fig. 5: Geographical distribution of Late Campanian and Early Maastrichtian *Trochoceramus;* map as on fig. 2.

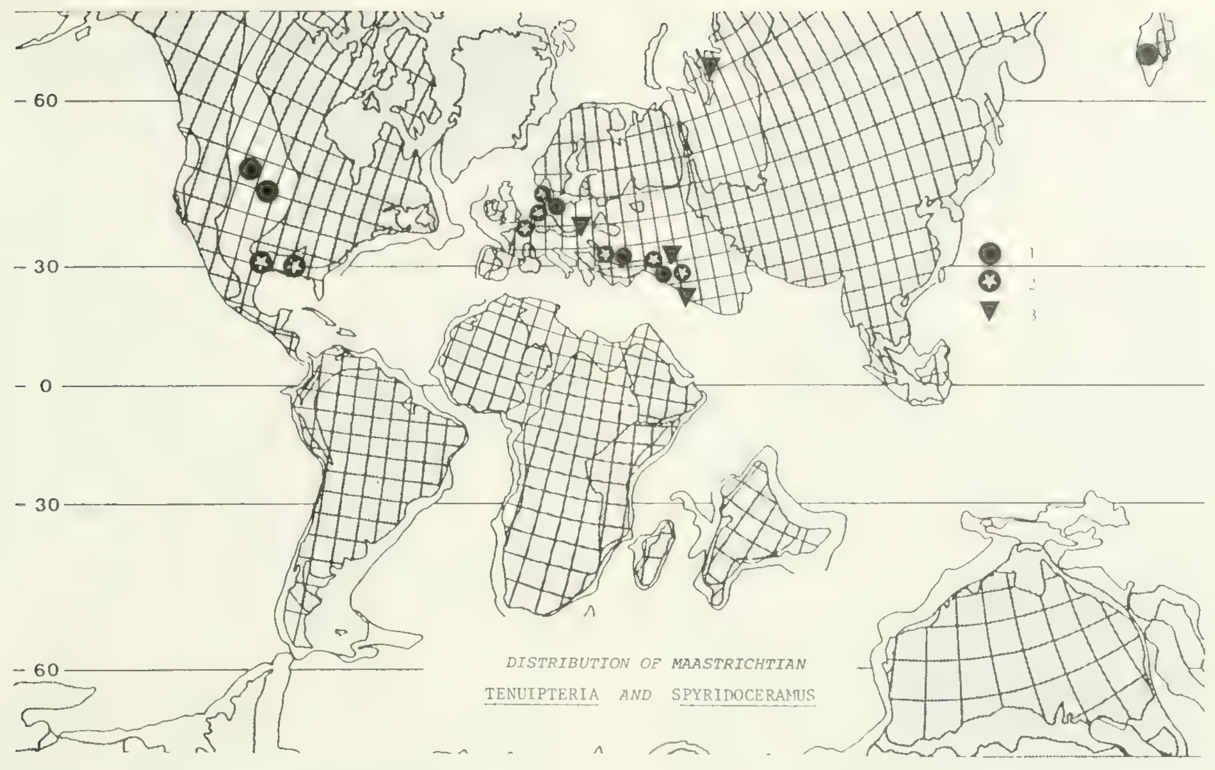


Fig. 6: Geographical distribution of Maastrichtian *Spyridoceramus* and *Tenuipteria;* 1. *Spyridoceramus tegulatus,* 2. *Tenuipteria argentea,* 3. unidentified tegulated inoceramid; map as on fig. 2.

ted groups lived largely in temperate and cold temperate regions, as compared to the Tethyan occurrences of *Trochoceramus:* therefore it could be that this latters geographical limitation was more due to climatic grounds.

I have discussed elsewhere (DHONDT, 1983) why I consider *Spyridoceramus* and *Tenuipteria* as two different genera. Their distribution is more eastwest than in *Trochoceramus.* They seem to be largely and possible totally absent from the Tethys. The Upper Maastrichtian deposits of marine origin which we know in the area considered contain *Tenuipteria argentea* to the very youngest strata. Other definite Inoceramidae species are not known from Upper Maastrichtian strata.

IV. EXTINCTION OF INOCERAMIDS

In the Campanian-Maastrichtian we encounter the last representatives of the inoceramids. In traditional palaeontology we are taught that "at the end of the Maastrichtian inoceramids, along with the ammonites, rudists, dinosaurs, mosasaurs suddenly go extinct". As shown recently for many other groups this extinction was certainly not a "sudden" event, not even at the geologic scale (HANCOCK, 1967), ammonites (WIEDMANN, 1979), bivalves and other groups (KAUFFMAN, 1982), dinosaurs (SCHOPF, 1983), plants (CLEMENS, ARCHIBALD and HICKEY, 1981), general review (RAUP, 1982).

For the Inoceramidae the situation certainly follows the pattern of a gradual extinction as found in ammonites and dinosaurs. As shown on figure 1 no representative of the genus *Inoceramus* as traditionally understood has been found in Upper Maastrichtian strata. *Tenuipteria* is sufficiently different to have been considered separate by most inoceramid workers. Thus this youngest inoceramid genus is somewhat aberrant. The last *Tenuipteria* species, *Tenuipteria argentea* (CONRAD, 1858), is found until the youngest Maastrichtian strata at least in the Maastricht area and in Mangyschlack (USSR) (personal communication of Prof. D. P. NAIDIN, november 1981). One could argue that inoceramids of Late Maastrichtian age are rare because there are few deposits known of that age and hence there were fewer available niches for inoceramids. This explanation is at least partially unlikely because already in two instances inoceramid-like species have been found in Upper Maastrichtian deposits:

1. from the Koriak Mountainous region (Far Eastern USSR) *Korjakia kociubinskii* POCHIALAYNEN (1980) which has the general aspect of an inoceramid but has a different hinge and different shell structure,
2. from the Saint Pietersberg near Maastricht the species described by GOLDFUSS (1836) as *Inoceramus nobilis* MÜNSTER (p. 117, pl. 113, fig. 3, non *I. nobilis* MÜNSTER in GOLDFUSS, p. 109, pl. 109, fig. 4 from the Lias near Pyrmont). This species has the general aspect of a *Mytiloides.* Its hinge structure is unknown but the shell is definitely lacking a prismatic layer. The species is somewhat similar to

Neoinoceramus IHERING, 1902 from the ?Oligocene of Patagonia (Argentina) as figured in the Treatise (COX in MOORE, 1969, p. N. 319, fig. C48,1).

Those species with an inoceramid-like appearance occurred in Upper Maastrichtian strata. They probably had the same mode of life as true Inoceramidae and simply took over the niches left empty by the disappearance of these. These replacing species do not seem to have been over-successful since they also are not definitely found in strata above the Upper Maastrichtian.

V. CONCLUSIONS

Inoceramids of Campanian-Maastrichtian age are not equally well studied in all regions of temperate and Tethys seas of the Northern Hemisphere. Stratigraphic correlation is not always as precise as could be desired and especially at the Campanian-Maastrichtian boundary the usage is not uniform – as a result it is often difficult to compare data.

At this point the following general conclusions can be drawn:

1. Biogeographically: in the Campanian-Maastrichtian interval two major regions have to be considered in the Northern Hemisphere:
   a) North Pacific Province as defined by JELETZKY, 1965,
   b) a region consisting of the Euramerican Region (as defined by KAUFFMAN, 1973) and of the Eurafrican Tethys (which included large parts of Africa not usually named "Tethys" such as the West and East African coasts). Faunistically the temperate seas and the Tethys seem to have many inoceramids in common.
2. Biostratigraphically: in the Campanian-Maastrichtian interval no inoceramid can be used on a wide scale for stratigraphic purposes. In the North Pacific Province endemic inoceramid species allow finer stratigraphic subdivision mainly in the Campanian. In the temperate seas of Maastrichtian age in the Euramerican region it is possible to differentiate by the presence of *Spyridoceramus* deposits of Early Maastrichtian age from those of Late Maastrichtian age which contain *Tenuipteria.* In the Tethys faunas from Europe and Africa no species has been encountered which allow to differentiate strata of Late Campanian age from those of Maastrichtian age.
3. Extinction: by Mid-Maastrichtian times all inoceramids except *Tenuipteria* had disappeared. At the beginning of the Maastrichtian several subgenera were still found but often the number of species belonging to them had strongly decreased since the Mid-Campanian. It was a gradual decline between the Mid-Campanian and the Mid-Maastrichtian. It seems likely that at the end of the Maastrichtian only one species of *Tenuipteria* was still extant. This species has not been found in the Danian strata which overlie the Maastrichtian strata in which it still occurred. In Late Maastrichtian times bivalves externally analogous to inoceramids are found. Possibly they took the niches left vacant by the disappearance of most inoceramids.

Abbreviations

B. M. (N. H.): collections of the Palaeontology Department, British Museum (Natural History), London, England.

I. R. Sc. N. B.: collections of the Palaeontology Department of the Institut royal des Sciences naturelles de Belgique- Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen, Brussels, Belgium.

ACKNOWLEDGMENTS

Part of the research for this paper was carried out in november 1981 – january 1982 during the tenure of an exchange fellowship of the Cultural Agreement USSR-Belgium (Internationale Culturele Betrekkingen, Ministerie van Nationale Opvoeding en Nederlandse Cultuur).

I would like to express my sincere gratitude to many colleagues who generously found time for helpful discussion, gave permission to study specimens in their care, provided information and/or gave guidance in the field: A. A. ATABEKIAN (Leningrad), Tove BIRKELUND (Copenhagen), W. A. COBBAN (Denver), R. A. GAMBASHIDZE (Tbilisi), J. M. HANCOCK (London), J. A. JELETZKY (Ottawa), E. G. KAUFFMAN (Boulder), W. J. KENNEDY (Oxford), N. J. MORRIS (London), D. P. NAIDIN (Moscow), J. M. PONS (Barcelona), F. SCHMID (Hannover), T. J. M. SCHOPF (Chicago), N. F. SOHL (Washington D. C.), J. SORNAY (Tain l'Hermitage), K. A. TROEGER (Freiberg), C. J. WOOD (London), T. D. ZONOVA (Leningrad).

REFERENCES

ALIEV, M. M., (1939): Inoceramids of Cretaceous deposits of the NE part of the Maly Kavkas. – Trudy Inst. Geol. Azerb. **12** (63), Baku (non vidi), (in Russian).

ANDERT, H., (1911): Die Inoceramen des Kreibitz-Zittauer Sandsteingebirges. – Festschr. Humboldtvereins Ebersbach i. Sa.: pp. 33–64; Ebersbach.

ARKHANGELSKY, A. D., (1912): Upper Cretaceous deposits of the eastern part of European Russia. – Mater. Geol. Rossija **25,** 631 pp., 18 textfigs., 10 pls.; St. Petersburg (in Russian).

ATABEKIAN, A. A., (1979): Correlation of the Campanian Stage in Kopetdag and Western Europe, in: WIEDMANN, J. (Edit.), Aspekte der Kreide Europas, I.U.G.S.Ser. A 6: pp. 511–526, 7 tables, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung; Stuttgart.

— — and BOBKOVA, N. N., (1974): "Cretaceous Bivalves" in: "Atlas of the fossil fauna of Armenia", pp. 211–218, pls. 102–112; Erevan (in Russian).

— — and LICHATSHEVA, A. A., (1961): "Upper Cretaceous Strata of Western Kopet-Dag." – Trudy vses. nauchno-issled. geol. Inst. NS **62:** 242 pp., 18 textfigs., 61 photographs, "Nedra"; Leningrad (in Russian).

BARRON, E. J., HARRISON, C. G. A., SLOAN, J. L. II & HAY, W. W., (1981): Paleogeography, 180 million years ago to the present. – Eclog. geol. Helv. **74:** pp. 443–470, pls. 1–9; Basel.

BAYLE, E. in FOURNEL, (1849): Sur quelques fossiles de la Province de Constantine. – pp. 359–379, pls. 32–33; Paris.

BIGNOT, G. and LARSONNEUR, C., (1969): Etude du Crétacé supérieur au large du Cotentin et remarques sur les *Planorbulina* du Crétacé superieur et du Paléocène. – Revue Micropaléontologie 12: pp. 25–39, pls. 1–3, textfigs. 1–7; Paris.

BIRKELUND, T., (1957): Upper Cretaceous belemnites from Denmark. – Biol. Skr. (9), **1:** 69 pp., 6 pls., 9 textfigs.; Copenhagen.

BOEHM, J., (1911): Ueber *Inoceramus Cuvieri* Sow. Z. dt. geol. Ges. **63:** pp. 569–570; Berlin.

— — (1915): Inoceramen aus dem subhercynen Emscher und Untersenon. – Z. dt. geol. Ges. **67:** pp. 181–183; Berlin.

BRONGNIART, A., in CUVIER, G., (1822): Description géologique des couches des environs de Paris. – In "Les Ossemens fossiles", vol. II, 2: pp. 229–648, pls. 1–3; Paris.

BROTZEN, F., (1945): De geologiska resultaten från borrningarna vid Höllviken. I. Kritan. – Sver. Geol. Unders. ser. C, årsb. **38**, 7: pp. 1–64, 2 pls., 10 textfigs.; Stockholm.

CHOFFAT, P., (1888): Materiaux pour l'étude stratigraphique et paléontologique de la province d'Angola. – Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève **30:** pp. 1–95, pls. 1–5; Genève.

CHRISTENSEN, W. K., (1975): Upper Cretaceous belemnites from the Kristianstad area in Scania. – Fossils and Strata **7:** 69 pp., 12 pls., 44 textfigs.; Oslo.

— — (1976): Palaeobiogeography of Late Cretaceous belemnites of Europe. – Paläont. Z. **50:** pp. 113–129, 2 textfigs.; Stuttgart.

CLEMENS, W. A., ARCHIBALD, J. D. and HICKEY, L. J., (1981): Out with a whimper not a bang. – Paleobiology **7:** pp. 293–298; Lawrence.

COLLIGNON, M., (1951a): Faune maestrichtienne de la côte d'Ambatry (province de Betioky). – Ann. Géol. Serv. Mines Madagascar **19:** pp. 47–69, 2 textfigs., pls. 8–12; Paris.

— — (1951b): Le Crétacé supérieur d'Antonibe. Couches de passage du Crétacé au Tertiaire. – Ann. Géol. Serv. Mines Madagascar **19:** pp. 73–148, pls. 13–20; Paris.

COQUAND, H. (1862): Géologie et paléontologie de la région sud de la province de Constantine. – 320 pp., 31 pls.; Marseille.

COX, L. R., (1952): Cretaceous and Eocene fossils from the Gold Coast. – Bull. geol. Surv. Gold Coast **17:** 68 pp., 5 pls.; London.

— — (1969): "Inoceramidae", in MOORE, R. C. (Edit.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Mollusca 6: pp. N 314 – N 321, textfigs. C 46 – C 49, Lawrence.

DHONDT, A. V., (1979): *Tenuipteria geulemensis* (Mollusca: Bivalvia), an inoceramid species from the Upper Maastrichtian of the Sint Pietersberg area, the Netherlands. – Ann. Soc. r. zool. Belg. **108:** pp. 141–149, 1 pl.; Brussels.

— — (1982a): Bivalvia (Mollusca) from the Maastrichtian of Hemmoor (NW Germany) and their Palaeobiogeographical Affinities. – Geol. Jb A **61:** pp. 73–107, 1 textfig., 3 tables, 5 pls.; Hannover.

— — (1983): On Maastrichtian tegulated inoceramids. – Newsletter on Stratigraphy, **12**, 1, textfigs. 1–3; Berlin (in press).

DOBROV, S. A. and PAVLOVA, M. M. (1959): "Inoceramidae". – In MOSKVIN, M. M. "Atlas of the Upper Cretaceous fauna of Northern Caucasus and Crimea", Trudy vses. nauchno-issled. Inst. prir. Gazov, 501 pp., 26 pls., 10 tables, 109 textfigs.; Moscow (in Russian).

DOUGLAS, R. J. W., (1942): New species of *Inoceramus* from the Cretaceous Bearpaw Formation. – Trans. r. Soc. Canada Sect. IV, **36:** pp. 59–64, 3 pls.; Ottawa.

EGOAN, V. L., (1955): "Upper Cretaceous deposits of the south-west part of the Armenian SSR." – Izd. A. N. Arm. SSR; Erevan (non vidi).

GAMBASHIDZE, R. A., (1979): "Stratigraphy of Upper Cretaceous Deposits of Georgia and neighbouring areas of Azerbaydhan and Armenia". – Trudy geol. Inst. Tbilisi, NS **61:** 226 pp., 13 tables; Tbilisi (in Russian).

GIERS, R., (1964): Die Grossfauna der Mukronatenkreide (unteres Obercampan) im östlichen Münsterland. – Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. **7:** pp. 213–294, 8 pls., 10 textfigs., 3 tables; Krefeld.

GILL, J. R. and COBBAN, W. A., (1966): The Red Bird Section of the Upper Pierre Shale in Wyoming, Prof. Pap. U. S. geol. Surv. **393A:** pp. A 1 – A75, pls. 1–12, textfigs. 1–8; Washington D. C.

GOLDFUSS, A., (1833–1836): Petrefacta Germaniae, vol. II, pp. 1–68, pls. 72–97 (1833), pp. 69–140, pls. 98–130 (1836); Düsseldorf.

HANCOCK, J. M., (1967): Some Cretaceous-Tertiary marine faunal changes. – In: HARLAND, W. B. et al. Eds., The Fossil Record, pp. 91–104, 2 textfigs.; London (Geol. Society).

HAUG, E., (1911): Traité de Géologie, vol. II, Périodes géologiques, 2024 pp., 135 pls; Paris.

HEINE, F., (1929): Die Inoceramen des mittelwestfälischen Emschers und unteren Untersenon. – Abh. preuss. geol. Landesanst. NF **120:** pp. 1–124, pls. 1–20, 2 textfigs.; Berlin.

HEINZ, R., (1928): Das Inoceramen-Profil der Oberen Kreide Lüneburgs. Mit Anführung der neuen Formen und deren Kennzeichnung (Beiträge zur Kenntnis der oberkretazischen Inoceramen I). – Jber. niedersächs. geol. Ver. **21:** pp. 65–81, pls. II and III; Hannover.

— — (1932): Aus der neuen Systematik der Inoceramen, Mitt. miner. geol. Staats-Inst. Hamburg **13:** pp. 1–26; Hamburg.

— — (1933): Inoceramen von Madagaskar und ihre Bedeutung für die Kreide-Stratigraphie. – Z. dt. geol. Ges. **85:** pp. 241–259, pls. 16–22; Berlin.

JELETZKY, J. A., (1951): Die Stratigraphie und Belemnitenfauna des Obercampan und Maastricht Westfalens, Nordwestdeutschlands und Dänemarks, sowie einige allgemeine Gliederungs-Probleme der jüngeren borealen Oberkreide Eurasiens. – Beih. geol. Jb. **1:** 142 pp., 7 pls., 3 tables; Hannover.

— — (1965): Late Upper Jurassic and early Lower Cretaceous fossil zones of the Canadian Western Cordillera, British Columbia. – Bull. geol. Surv. Can. **103:** 70 pp., 22 pls., 3 textfigs.; Ottawa.

— — (1971): Marine Cretaceous Biotic Provinces of Western and Arctic Canada. – North Am. Paleont. Convention, Chicago, Proc. L: pp. 1638–1659, textfigs. 1–9; Lawrence.

JOLKIČEV, N. A., (1962): "Maastrichtian inoceramids of Bulgaria". – Trud. Geol. Bulg. Ser. paleont. **4:** pp. 133–169; Sofia (non vidi) (in Bulgarian).

JONES, D. L., (1963): Upper Cretaceous (Campanian and Maastrichtian) Ammonites from Southern Alaska. – Prof. Pap. U.S. geol. Surv. **432:** 53 pp., 41 pls., 25 textfigs.; Washington D. C.

— — and GRYC, G., (1960): Upper Cretaceous Pelecypods of the Genus *Inoceramus* from Northern Alaska. – Prof. Pap. U. S. geol. Surv. **334 E:** pp. 149–165, pls. 15–23, textfigs. 30–33, 2 tables; Washington D. C.

KAUFFMAN, E. G., (1973): "Cretaceous Bivalvia", in: HALLAM, A. Ed., "Atlas of Palaeobiogeography", pp. 353–383, textfigs. 1–10; Amsterdam.

— — (1975): Dispersal and biostratigraphic potential of Cretaceous benthonic Bivalvia in the Western Interior. – In: CALDWELL, W. G. E. Ed. "The Cretaceous System in the Western Interior of North America", Geol. Ass. Canada, Spec. Pap. **13:** pp. 163–194, textfigs. 1–4, Waterloo; Ontario.

— — (1976): British Middle Cretaceous Inoceramid biostratigraphy, Ann. Mus. Hist. nat. Nice **4:** pp. IV 1 – IV 12; Nice.

— — special editor, (1977): Cretaceous facies, faunas, and paleoenvironments across the Western Interior basin. – Field Guide: North American Paleontological Convention II, Mountain Geologist **14:** pp. 75–274, 68 textfigs., 32 pls.; Denver.

— — (1982): The fabric of Cretaceous marine extinctions. – In BERGGREN, W. A. and VAN COUVERING, J., Eds. "Catastrophism in Earth History"; Princeton, N. J., Princeton Univ. Press.

KOCIUBYNSKII, S. P., (1968): "Inoceramidae", in: PASTERNAK, S. I. et al, "Stratigraphy and fauna of the Cretaceous strata of West Ukraine (without the Carpathians)". – pp. 115–148, pls. 16–29, textfigs. 24–26; Kiev (in Ukrainian).

— — (1974): "Inoceramidae", in: KRIMHOLTZ, G. Ja. Ed., "Atlas of the Late Cretaceous Fauna of the Donbass", pp. 76–86, pls. 13–24; Moscow (in Russian).

KOENEN, A. VON, (1897–1898): Ueber Fossilien der unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun, Abh. K. Ges. Wiss. Göttin-

gen, NF **1:** pp. 1–48, pls. 1–4 (1897), pp. 49–65, pls. 5–7 (1898); Göttingen.

KOSSMAT, F., (1893): Über einige Kreideversteinerungen von Gabun, S. B. Akad. Wiss. Wien **102:** 16 pp., 2 pls.; Wien.

MATSUMOTO, T., (1960): Upper Cretaceous Ammonites of California, Part III. – Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D Geology, Spec. Vol. **2:** pp. 1–204, pl. 1, textfigs. 1–20; Kyushu.

MITURA, F., (1957): Metody i kierunki badan inoceramow. – Pr. Inst. naft. Polska ser. A, **52:** pp. 3–14, 8 textfigs.; Katowice.

MUELLER, G., (1900): Die Gliederung der Actinocamax-Kreide im nordwestlichen Deutschland. – Z. dt. geol. Ges. **52:** Protokoll Sitz. pp. 38–39; Berlin.

NAIDIN, D. P., (1959): On the palaeogeography of the Russian Platform during the Upper Cretaceous Epoch. – Stockholm Contributions in Geology **3** (6): pp. 127–138; Stockholm.

NALDINI, E., (1949): Fauna cretacee della Cirenaica. – Palaeontogr. italica **45**, pp. 85–110, 1 fig., 1 pl.; Pisa.

ØDUM, H., (1953): De geologiska resultaten från borrningarna vid Höllviken, V. The Macro-fossils of the Upper Cretaceous. – Sver. Geol. Unders. ser C, Årsb. **46,** 3: pp. 1–37, 4 pls; Stockholm.

ORBIGNY, A. D', (1844–1847): Paléontologie francaise. Description des Mollusques et Rayonnés fossiles, Terrains Crétacés. III. Lamellibranches – pp. 1–807, pls. 237–489; Paris.

PARONA, C. F., (1923): Fauna del Neocretacico della Tripolitania. Molluschi, parte 2°, Lamellibranchi – Mem. Carta geol. Ital. **8,** 4a, pp. 7–52, pls. 7–12; Roma.

PERGAMENT, M. A., (1974): „Biostratigraphy and Inocerams of Senonian (Santonian to Maastrichtian) of the USSR Pacific Regions". – Trudy geol. Inst. Moskva **260:** 211 pp., 51 textfigs., 46 pls.; Moscow (in Russian).

— — (1978): Upper Cretaceous Stratigraphy and Inocerams of the Northern Hemisphere. – Trudy geol. Inst. Moskva **322:** 212 pp., 52 textfigs., 28 tables; Moscow (in Russian).

— — (1981): "Inoceramidae" in: NEVESSKAJA, L. A. Ed.: "Mollusks at the boundary of Mesozoic and Caenozoic", Paleont. Inst. A. N. SSSR, Scientific Council on the Problem" Ways and Laws of the evolution of animal and plant life", Nauka, Moscow, 144 pp., 12 tables, 4 textfigs., (in Russian).

PÉRON, A., (1890–1891): Descriptions des Mollusques fossiles des terrains crétacés de la région sud des Hauts Plateaux de la Tunisie, recueillis en 1885 et 1886. Deuxième partie. – Exploration sci. de la Tunisie, pp. 105–327, atlas; Paris.

PERVINQUIÈRE, L., (1912): Etudes de plaéontologie tunisienne, Part 2. Gastropodes et Lamellibranches des terrains crétacés. – Carte Geol. Tunisie, 352 pp., 23 pls.; Paris.

POCHIALAYNEN, V. P., (1980): "New inoceramid-like bivalves from the Maastrichtian of the Koriak Ridges". – Materialy po Geologii i poleznim iskopaemim. Severo-Vostoka SSSR **25:** pp. 17–21, pls. 1, 2, Magadan, Izd. Severovostok geologija, (in Russian).

RAUP, D. M., (1982): Large Body Impacts and Terrestrial Evolution Meeting, October 19–22, 1981, – Paleobiology **8:** pp. 1–3; Lawrence.

RAVN, J. P. J., (1902): Molluskerne i Danmarks Kridtaflejringer, I. Lamellibranchiater. – K. danske Vidensk. Selsk. Skr. (6), **11:** pp. 69–140, pls. 1–4, map; Copenhagen.

RENGARTEN, V. P., (1965): "Basic Sections of Upper Cretaceous Deposits in Dagestan". – Nauka, Moskva (in Russian); Moscow (non vidi).

REYMENT, R. A., (1955): Upper Cretaceous Mollusca (Lamellibranchia and Gastropoda) from Nigeria. – Colon. Geol. min. Resour. **5:** pp. 127–155, 4 pls., 2 textfigs., 1 map; London.

RIEDEL, L., (1931): Zur Stratigraphie und Faciesbildung im Oberemscher und Untersenon am Südrande des Becken von Münster. – Jb. preuss. geol. Landesanst. **51:** pp. 605–713, pls. 72–79; Berlin.

— — (1932): Die Oberkreide vom Mungofluß in Kamerun und ihre Fauna. – Beitr. geol. Erforsch. dt. Schutzgeb. **16:** 154 pp., 33 pls., 47 textfigs.; Berlin.

SCHMID, F., (1955a): Biostratigraphie der Grenzschichten Maastricht in der Bohrung Brunhilde, I. Teil: Megafauna. – Geol. Jb. **70:** pp. 340–356, 4 textfigs., 2 tables; Hannover.

— — (1955b): Die bisherigen Untersuchungen über das Unter-/Obermaastricht – Grenzprofil von Hemmoor (Niederelbe), seine Schichtfolge und Leitformen. – Mitt. geol. Staatsinst. Hambg. **24:** pp. 75–86, 1 Tabel; Hamburg.

— — (1956): Jetziger Stand der Oberkreide-Biostratigraphie in Nordwestdeutschland: Cephalopoden. – Paläont. Z. **30,** Sonderheft: pp. 7–10, 1 table; Stuttgart.

SCHOPF, T. J. M., (1983): Extinction of the Dinosaurs: A 1982 Understanding. – In: SILVER, L. T. and SHULTZ, P., Eds. "Large body impacts and terrestrial evolution: geological, climatological and biological implications", Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 1 table; Boulder, Co. (in press).

SEITZ, O., (1956): Über Ontogenie, Variabilität und Biostratigraphie einiger Inoceramen. – Paläont. Z. **30,** Sonderheft: pp. 3–6, 1 table; Stuttgart.

— — (1961a): Vergleichende Stratigraphie der Oberkreide in Deutschland und in Nordamerika mit Hilfe der Inoceramen. – Congr. Geol. Int. **20,** Symposium Cretacico I: pp. 113–130, 1 table; Mexico City.

— — (1961b): Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland. I. Teil. Die Untergattungen *Platyceramus, Cladoceramus* und *Cordiceramus.* – Beih. geol. Jb. **46:** pp. 1–186, pls. 1–15, textfigs. 1–39; Hannover.

— — (1965): Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. II. Teil. Biometrie, Dimorphismus und Stratigraphie der Untergattung *Sphenoceramus* J. BOEHM. – Beih. geol. Jb. **69:** pp. 1–194, pls. 1–26, textfigs. 1–11, tables 1–46; Hannover.

— — (1967): Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. III. Teil. Taxonomie und Stratigraphie der Untergattungen *Endocostea, Haenleinia, Platyceramus, Cladoceramus, Selenoceramus* und *Cordiceramus* mit besonderer Berücksichtigung des Parasitismus bei diesen Untergattungen. – Beih. geol. Jb. **75:** pp. 1–171, pls. 1–27, tables 1–8; Hannover.

— — (1971): Über einige Inoceramen aus der Oberen Kreide. 2. Die Muntigler Inoceramenfauna und ihre Verbreitung im Ober-Campan und Maastricht. – Beih. geol. Jb. **86:** pp. 105–171, pls. 14–28, textfigs. 11–12; Hannover.

SORNAY, J., (1957a): *Inoceramus goldfussi,* Paleontologia Universalis, ed. CEDP, **57:** Paris.

— — (1957b): Inocérames, in: DARTEVELLE, E. and FRENEIX, S., Mollusques fossiles du Crétacé de la côte occidentale d'Afrique du Cameroun à l'Angola, II. Lamellibranches, Annls Mus. r. Congo belge, Sci. géol. **20:** pp. 56–60; Tervuren.

— — (1959): Les faunes d'Inocérames du Crétacé supérieur en France. – CR Congr. Soc. Sav. Sect. Sci., Sous-section de Géologie, Colloque sur le Crétacé supérieur francais, pp. 661–669; Paris.

— — (1962): Etude d'une faune d'Inocérames du Sénonien supérieur des Charentes. – Bull. Soc. géol. Fr. (7), **4:** pp. 118–122; Paris.

— — (1966): Idées actuelles sur les Inocérames d'après divers travaux récents. – Annls Paléont. (Invert.) **52:** pp. 59–92, textfigs. 1–10; Paris.

— — (1968): Inocérames sénoniens du Sud-Ouest de Madagascar. – Annls Paléont. (Invert.) **54:** pp. 23–47, 11 textfigs., 8 pls.; Paris.

— — (1969): Espèces et sous-espèces sénoniennes nouvelles de la fauna d'Inocérames de Madagascar. – Annls Paléont. (Invert.) **55:** pp. 195–222, pls. A–H, textfigs. 1–11; Paris.

— — (1973): Sur les Inocérames du Maestrichtien de Madagascar et sur une espèce de la Craie à Baculites du NW de la France. – Annals Paléont. (Invert.) **59:** pp. 83–93, 4 pls., 5 textfigs.; Paris.

— — (1975): Trois espèces nouvelles d'Inocérames du Sénonien de Madagascar. – Annls Paléont. (Invert.) **61:** pp. 19–29, pls. 1–6, textfigs. 1–6; Paris.

— — (1976): La faune d'Inocérames de Dau (région de Royan, Charente-Maritime) et remarques sur deux espèces de D'ORBIGNY: *I. regularis* et *I. goldfussi.* – Annls Paléont. (Invert.) **62:** pp. 1–18,5 pls., 5 textfigs.; Paris.

— — (1982): Sur la faune d'Inocérames de la Smectite de Herve (Campanien) et sur quelques Inocérames du Campanien et du Maastrichtien de la Belgique. – Bull. Instr. r. Sci. nat., Sci. Terre **54,** 4: pp. 1–15, 3 textfigs., 4 pls.; Bruxelles.

— — and BILOTTE, M., (1978): Faunes d'Inocérames du Campanien et du Maastrichtien des Pyrénées. – Annls. Paléont. (Invert.) **64:** pp. 27–38, 6 pls., 4 textfigs.; Paris.

SPEDEN, I. G., (1970): Generic status of the *Inoceramus? tegulatus* species group (Bivalvia) of the latest Cretaceous of North America and Europe. – Postilla **145:** pp. 1–45, pls. 1–3, textfigs. 1–3, 1 table; New Haven, Conn.

SURLYK, F., (1972): Morphological adaptations and populationstructures of the Danish Chalk brachiopods (Maastrichtian, Upper Cretaceous). – Biol. Skr. **19,** (2): 57 pp., pls. 1–5, textfigs. 1–24; Copenhagen.

— — and BIRKELUND, T., (1977): An Integrated Stratigraphical Study of Fossil Assemblages from the Maastrichtian White Chalk of Northwestern Europe. – In: KAUFFMAN, E. G. and HAZEL, J. E. eds. "Concepts and Methods of Biostratigraphy", pp. 257–281, textfigs. 1–13; Stroudsburg, Penn.

TAVANI, G., (1947–1948): Fauna malacologica cretacea della Somalia e dell'Ogaden, I. Lamellibranchiata. – Palaeontogr. italica **43:** pp. 85–154, 11 pls., Pisa.

"Tendaguru", (1914): Wissenschaftliche Ergebnisse der Tendaguru-Expedition 1909–1912, Archiv für Biontologie III, 4: pp. 1–312, 23 pls.; Berlin.

TROEGER, K. A. and ROEHLICH, P., (1980): Zur Variabilität und Paläogeographie von *Inoceramus (Trochoceramus) ianjonaensis* SORNAY aus dem Maastricht von Libyen. – Freiberger Forsch. Hft. C **357:** pp. 93–103, textfigs. 1–6, 1 pl.; Freiberg.

— — (1981): *Inoceramus (Selenoceramus) ghadamesensis* n. sp. from the Upper Cretaceous of NW Libya. – Vest. ustred. Úst. geol. **56,** 3: pp. 169–175, pls. 1–2, textfigs. 1–5; Prague.

TROELSEN, J., (1937): Om den stratigrafiske inddeling af skrivekridtet i Danmark. – Meddr. dansk geol. Foren. **9:** pp. 260–263; Copenhagen.

TSAGARELY, A. L., (1942): Les Inocérames crétacés de la Géorgie. – Trav. Inst. géol. Acad. Sci. RSS Géorg. **I** (VI) 2: pp. 93–205, pls. 1–10; Tbilisi (in Georgian, with French summary).

— — (1949): "Upper Cretaceous Fauna of Georgia". – Trav. Inst. géol. Acad. Sci. RSS Géorg. **V** (X): pp. 173–274, pls. 13–16; Tbilisi (in Georgian, with Russian summary)

WHITFIELD, R. P., (1880): Palaeontology of the Black Hills of Dakota, in: NEWTON, H. and JENNEY, W. P., Report on the Geology and Resources of the Black Hills of Dakota. – US Geogr. and Geol. Survey Rocky Mountain Region (Powell), pp. 325–468, 16 pls.; Washington D. C.

WIEDMANN, J., (1979): Die Ammoniten der NW-deutschen, Regensburger und Ostalpinen Oberkreide im Vergleich mit den Oberkreidefaunen des westlichen Mediterrangebiets. – In: WIEDMANN, J. ed., Aspekte der Kreide Europas, IUGS Ser A 6: pp. 335–350, 6 tables, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung; Stuttgart.

WOODS, H., (1899–1913): A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. – Vol. I., 232 pp., 42 pls., 7 textfigs., vol. II., 473 pp., 62 pls., 252 textfigs., Monogr. Palaeontogr. Soc.; London.

ZITTEL, K. ed., (1883): Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Libyschen Wüste und der angrenzenden Gebiete von Ägypten, I. Teil. – Palaeontographica **30,** (1): 237 pp., map, 36 pls.; Stuttgart.

— — (1893–1902): idem, II. Theil., Palaeontographica **30,** (2): 397 pp., 36 pls., Stuttgart.

ZONOVA, T. D., (1970): Upper Cretaceous Inoceramidae of the group *Inoceramus uwajimensis* and their stratigraphic significance. – Trudy vses. nauchno-issled. geol. Inst. **127,** "Nedra"; Leningrad (in Russian), (non vidi).



Zitteliana	10	703–713	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

On the systematic position of the Early Cretaceous Mathoceratinae CASEY (Ammonoidea)

By

ILIA V. KVANTALIANI*)

With 2 plates

ABSTRACT

On the basis of an analysis of the literature, the morphologic patterns and the character of the suture line the author concludes that the Early Cretaceous subfamily Mathoceratinae CASEY must be transferred from the Deshayesitidae into the Leymeriellidae and must be reduced to generic rank. The new species, which RENZ (1978) attributed to the genus *Mathoceras* CASEY, served as the basis for the two new genera *Venezuella* KVANTALIANI and *Renziella* KVANTALIANI which form the subfamily Venezuellinae KVANTALIANI in the family Leymeriellidae. Taking this and the geological situation in Tunisia and in Venezuela into account, the author suggests an Albian (Early Albian, and not Middle Aptian) age for the deposits, which contain the generic types of the named genera.

KURZFASSUNG

Aus Untersuchungen der Gehäusemorphologie, der Suturlinie und durch Literaturstudium wird geschlossen, daß die unterkretazische Unterfamilie Mathoceratinae CASEY aus der Familie Deshayesitidae in die Familie Leymeriellidae zu überführen ist und dabei in den Gattungsrang zurückversetzt wird.

Die neuen Arten, die RENZ (1978) zur Gattung *Mathoceras* CASEY stellte, dienen zur Aufstellung der neuen Gattungen *Venezuella* KVANTALIANI und *Renziella* KVANTALIANI; zusammen bilden sie die Unterfamilie Venezuellinae KVANTALIANI innerhalb der Familie Leymeriellidae. Hierauf aufbauend und unter Berücksichtigung der geologischen Situation in Tunesien und Venezuela kommt der Autor zu der Annahme eines Alb-Alters (Unter-Alb und nicht Mittel-Apt) für die Ablagerungen aus denen die Genotypen der neubenannten Gattungen stammen.

INTRODUCTION

The main subject of this study is the subfamily Mathoceratinae CASEY, which is referred to the family Deshayesitidae STOYANOW. But for further conclusions the generic types of the family Leymeriellidae BREISTROFFER must be discussed.

In the Aptian and Early Albian seas the stenochronic ammonites – the generic types of the families Deshayesitidae, Douvilleiceratidae, Acanthohoplitidae and Leymeriellidae – had a worldwide distribution; they have been used therefore for a worldwide correlation.

Analyzing the abundant literature I came to the conclusion that the taxonomy of the family Deshayesitidae STOYANOW has been basically changed after the publication of CASEY (1964), who established the subfamily Mathoceratinae and the genus *Mathoceras* – the main subject of this report. The type species of the genus was *Hoplites (Kilianella?) matho* (PERVINQUIÈRE, 1907: 185, pl. 7, figs. 31 a, b) from Lower Albian deposits of Tunisia. The new genus *Mathoceras* CASEY served as the basis for the new subfamily Mathoceratinae CASEY. Thus, CASEY divided the family Deshayesitidae into two subfamilies: Deshayesitinae STOYANOW and Mathoceratinae CASEY.

Mainly due to the lack of well preserved material many investigators did not examine the taxonomy of the subfamily Mathoceratinae (SCHINDEWOLF 1966: 683; WIEDMANN 1966: 25; KEMPER 1967; BOGDANOVA 1977, 1979; MIKHAILOVA 1976; BOGDANOVA, KVANTALIANI, SCHARIKADZE 1979 and others). Others raised this subfamily to the rank of an independent

*) I. V. KVANTALIANI, Geological Institute of the Academy of Science of the Georgian SSR, Rukhadze, 1/9, 380093, Tbilisi, USSR.

family Mathoceratidae (KULLMANN & WIEDMANN 1970: 18), though this change was based on the same material. The conception of CASEY (1964) was accepted also by RENZ (1978: 680) in his description of some new species of the genus *Mathoceras* CASEY from the Aptian (*martinioides* Zone) of Eastern Venezuela.

Consequently there coexist two different opinions about the taxonomy of the Deshayesitidae at present: an undivided subfamily in the USSR (MIKHAILOVA 1957 e. g.) and a splitted family with two subfamilies in all other countries.

The initial data: Before a careful analysis of the existing material, it is necessary to mention the initial material which served as the basis for CASEY: PERVINQUIÈRE's monograph (1907) in which he described the new species *Hoplites (Kilianella?) matho* from the Lower Albian (he referred the Clansayesian to the Lower Albian) of Tunis, and BREISTROFFER (1947: 19) who conventionally referred PERVINQUIÈRE's species to the genus *Dufrenoyia*. Besides, reports by ROD & MAYNC (1954), RENZ (1978) and two little known monographs by SOLIGNAC (1927) and CASTANY (1951) should be mentioned.

For a detailed examination of the taxonomy of the Deshayesitidae I consider it necessary to study this problem in two aspects. First paleontologically, which implies a morphologic analysis of the generic types of the subfamily in comparison with those of other families; and second, biostratigraphically – for a review of the geologic situation in which the generic types of so-called Mathoceratinae and the accompanying fauna have been found in Tunisia and in Venezuela.

THE PALEONTOLOGICAL DATA

A similar pattern of development of the suture line and a peculiarity of morphology (pl. 1, figs. 1–7) are characteristic signs of the genera of the family Deshayesitidae: *Deshayesites* KASANSKY, *Dufrenoyia* BURCKHARDT, *Burckhardtites* HUMPHREY, *Prodeshayesites* CASEY (= *Neodeshayesites* CASEY), *Kuntziella* COLLIGNON, *Turkmeniceras* TOVBINA, *Paradeshayesites* KEMPER.

As mentioned by MIKHAILOVA (1957: 177) for adult individuals of the genera *Deshayesites* and *Dufrenoyia*, the inner top of the external saddle (pl. 1, figs. 1d, 2d, 3c, 4–7) is slightly higher than the external, and the external lobe (V) is unusually shortened in comparison to the lateral (L) one. This peculiarity can be observed within all other deshayesitids.

Of no less importance is the peculiarity that in typical Deshayesitidae the tubercular stage is absent during all the ontogeny. The ribs are simple, bending laterally and curving forward on the external side, and in most cases they are uninterrupted.

CASEY included in the subfamily Mathoceratinae such heterogeneous genera as *Cloioceras* WHITEHOUSE, *Somalites* TAVANI and *Mathoceras* CASEY. However, they can not be included in the usual limits of the Deshayesitidae.

WHITEHOUSE (1927) stated that the genus *Cloioceras* was an unusual branch of the Hemihoplitinae SPATH with two rows of tubercles, and already MIKHAILOVA (1957: 177) noted that it can not be referred to the Deshayesitidae. The genus *Somalites* can not be included in the Deshayesitidae because of its morphology and the character of the suture line. This genus has distinct tubercles (external, ventrolateral and umbilical) and also a strongly developed keel (pl. 1, figs. 8a, b). These two genera *Cloioceras* and *Somalites* must be excluded from the Deshayesitidae. Because of the lack of data I can not indicate to which family they must be referred.

For the third member of the subfamily, the genus *Mathoceras*, already CASEY (1964: 289) pointed out the resemblance of the sculpture and the suture line (see, pl. 2, figs. 6a–c) with the Albian genus *Leymeriella* and thus he came close to a correct attribution of the taxonomic position of the genus *Mathoceras*.

It is not difficult to guess that CASEY, like BREISTROFFER, were psychologically influenced by PERVINQUIÈRE's comparison of his species *Hoplites matho* with the typical deshayesitids *Dufrenoyia furcata* (SOW.) and *Dufrenoyia lurensis* (KIL.). BREISTROFFER consequently referred the species to *Dufrenoyia*. Following this investigator, CASEY consequently referred *Mathoceras* to the Deshayesitidae.

PERVINQUIÈRE, however, made the comparison on the basis that *H. matho* and *Dufrenoyia furcata* (SOW.) belong to the genus *Hoplites* NEUMAYR, within which JACOB distinguished his new subgenus *Leymeriella*. Both papers were published simultaneously in 1907. If JACOB had known PERVINQUIÈRE's new species *H. matho* he probably would have included it in his new subgenus *Leymeriella*, as he had done with the species *Ammonites tardefurcatus* LEYMERIE and *Ammonites regularis* BRUGIÈRE.

An analysis of *Hoplites (Kilianella?) matho* PERVINQUIÈRE on the basis of the large specimen (PERVINQUIÈRE 1907, pl. 7, figs. 31a, b) enables to following description: The sculpture (pl. 2, figs. 6a, b) is represented by ribs discontinuous on the external side, where a sharp angle is formed between both ends. On the lateral sides and between the lateral and external tubercles on the depressed parts of the ribs medial grooves were observed; the ribs on the lateral sides bend slightly in an S-shaped manner; lateral and external tubercles and a weak umbilical thickening are developed; the umbilicus is moderately wide, not deep. The suture line (pl. 2, fig. 6c) does not differ from that of the generic types of the Leymeriellidae. I propose therefore to refer the genus *Mathoceras* CASEY to the subfamily Leymeriellinae s. str. of the family Leymeriellidae BREISTROFFER, 1951.

The new species described by RENZ (1978) – *Mathoceras venezolanum*, *M. sucre*, *M. caribense* and *M. laeve* (pl. 2, fig. 7–11) – show on the external side, as in Leymeriellidae common that the ribs are discontinuous; the external tubercles are counterplaced and form an angle. Beside some similar sculptural peculiarities a similar morphology of the suture line (pl. 2, figs. 7c, 8c) also relates these species to this family. The suture lines, both of *M. matho* (PERV.) and of the new species

of RENZ referred to the genus *Mathoceras,* have no resemblances with any other generic types of the various families spread in Aptian and Albian times.

Morphologic similarities in the suture lines of *M. matho* (PERV.) and the new species of RENZ with the Leymeriellidae are not accidental nor convergental but they are an expression of a genetic interconnection. Their taxonomic positions within the family of the Leymeriellidae is defined below.

Until now (perhaps with some insignificant differences) the following genera have been included in the Leymeriellidae: *Proleymeriella* BREISTROFFER, Epileymeriella BREISTROFFER, *Leymeriella* JACOB (with the subgenus *Leymeriella* JACOB and *Neoleymeriella* SAVELIEV) and *Pseudoleymeriella* CASEY. Now I include the genus *Mathoceras* (KVANTALIANI, 1980, 1981).

Mathoceras CASEY manifests the greatest resemblance to the subgenus *Leymeriella (Neoleymeriella)* SAVELIEV (1973). Both are characterized by the presence of lateral tubercles by which they are clearly distinguished from all other leymeriellids. *Mathoceras* differs from them in the existence of more distinct medial grooves on the ribs.

The new species of RENZ however are somewhat different not only from *Mathoceras* but from all other genera of the Leymeriellidae too. The Venezuelian species of RENZ are characterized mainly by the sharply expressed bitubercular (except of *M. laeve)* sculpture, in the presence of umbilicus thikkenings on the main, relatively thin, widely placed ribs, by the presence of the solitary capillary intermediate ribs and, what is most important, by the absence of the medial groove on the main ribs. These differences, which were evidently acquired by the geographic isolation from the typical Leymeriellidae realm, are so perceptible that some new species with the same typical sculpture can be united in a new genus, for which I suggested (KVANTALIANI, 1980, 1981) the name *Venezuella,* according to the country Venzuela, where these ammonites were found first. The species, described under the name *Mathoceras laeve* is clearly distinguished from the other new species by its very thin-ribbed sculpture and by the absence of lateral tubercles (the character of the suture line is not known) and hence i consider it as a new genus, which I named *Renziella* – in honour of RENZ (KVANTALIANI, 1980, 1981).

Taking into account the considerable differences of the genera *Venezuella* KVANTALIANI (1980) and *Renziella* KVANTALIANI (1980) from the real Leymeriellinae, which are expressed by the absence of the medial groove on the lowered parts of the ribs (one of the main signs of the subfamily Leymeriellinae) and the presence of the widely placed main ribs with thin intermediate inserted ribs in the Leymeriellidae, I regard them as a new subfamily rank under the name *Venezuellinae* KVANTALIANI (1980). Thus, in the family Leymeriellidae there has appeared a special branch – a subfamily Venezuellinae, which in the process of evolution was most probably isolated from the primary group Leymeriellinae.

If the European realm is considered as the centre of the generation of the Leymeriellidae, some unknown ancestors of the Venezuellinae must have migrated from East to West.

During the migration to the Western part of the Mediterranean realm into the Caribbean paleozoogeographical province the typically Eastern Mediterranean forms probably greatly diverged. Subjected to geographical isolation and changeability they adapted to the new environments in the process of migration. Some changes in the morphology of the shell took place in spite of the individual signs inherited from the ancestors. In consequence of the natural selection the acquired new signs were fixed by inheritance and became characteristic of the new "South American" taxons.

Summarizing I suggest the taxonomy and the volume of the Deshayesitidae and Leymeriellidae in the following way:

Superfamily DESHAYESITOIDEA

Family Deshayesitidae STOYANOW, 1949

Genus *Deshayesites* KASANSKY, 1914
Subgenus *Deshayesites* KASANSKY, 1914
Subgenus *Prodeshayesites* CASEY, 1961 (= *Neodeshayesites* CASEY, 1964)
Subgenus *Paradeshayesites* KEMPER, 1967,
Genus *Dufrenoyia* BURCKHARDT, 1915 (in KILIAN & REBOUL),
?Genus *Burckhardtites* HUMPHREY, 1949,
?Genus *Kuntziella* COLLIGNON, 1962,
Genus *Turkmeniceras* TOVBINA, 1963,

Superfamily HOPLITOIDEA

Family Leymeriellidae BREISTROFFER, 1951,

Subfamily Leymeriellinae BREISTROFFER, 1951

Genus *Leymeriella* JACOB, 1907,
Subgenus *Leymeriella* JACOB, 1907,
?Subgenus *Neoleymeriella* SAVELIEV, 1973,
Genus *Epileymeriella* BREISTROFFER, 1947,
Genus *Proleymeriella* BREISTROFFER, 1947,
Genus *Mathoceras* CASEY, 1964,
?Genus *Pseudoleymeriella* CASEY, 1957

Subfamily Venezuellinae KVANTALIANI, 1980

Genus *Venezuella* KVANTALIANI, 1980, (type: *Mathoceras venezolanum* RENZ, 1978),
Venezuella venezolanum (RENZ, 1978),
Venezuella sucre (RENZ, 1978),
Venezuella caribense (RENZ, 1978),
Genus *Renziella* KVANTALIANI, 1980 (type: *Mathoceras laeve* RENZ, 1978),
Renziella laeve (RENZ, 1978).

At this point we can end the examination of the paleontologic data. It is natural that the problem will not be determined if the paleobiologic data are considered without a detailed analysis of the biostratigraphic data.

THE BIOSTRATIGRAPHIC DATA

Tunesia: According to PERVINQUIÈRE (1907: 185) some specimens of the ammonites referred to *Hoplites (Kilianella ?) matho* PERV. were found between Béja-gare and Oued Zerga, and the rest in Djebel Tella. PERVINQUIÈRE had no chance to study personally the stratigraphy of the deposits.

He just listed the complex fauna, which (in the transcription of PERVINQUIÈRE, 1907: 417) consists of the following species: *Phylloceras lateumbilicatum* PERV., *Ptychoceras* cf. *laeve* MATH., *Puzosia getulina* COQ., *Hoplites matho* PERV., *Parahoplites milletianus* D'ORB., *P.* cf. *gargasensis* D'ORB., *P. bigoti* SEUN. All of them were found in association with the Clansayesian "*Douvilleiceras*" *bigoureti* SEUN.

In his monograph on the geology of Eastern Tunisia CASTANY (1951) defined the boundaries of the stages and gave the schemes of the stratigraphic subdivision. According to CASTANY (1951: 144) the subdivision of the Aptian into three substages is classical: the Upper (Clansayesian), the Middle (Gargasian) and the Lower (Bedoulian). But as the fauna of the Gargasian and the Clansayesian is often mixed, and in the Bedoulian fossils are absent, he accepted the following subdivision: the Upper Aptian (Gargasian-Clansayesian), and Lower (Bedoulian).

According to CASTANY (1951: 145) in the massif Zaghouan (Ragoubet el Akfnaia) grey marls and limestones (8 m) of the Bedoulian age are following the Barremian beds. Stratigraphically higher there occur blue marls with rare grey-blue shaly limestone beds, containing in the lower part of the section (100–110 m): *Mathoceras matho* (PERV.), *Parahoplites* sp., *Valdedorsella getulina* (COQ.), *V. angladei* (SAYN), *Protacanthoplites* (?) *bigoureti* (SEUN.), "*Terebratula*" *moutoniana* (D'ORB.) and others. CASTANY supposed that this part of the section must be referred to the Upper Aptian because of the presence of the *Protacanthoplites* (?) *bigoureti.* Higher up occur olive marls with red sandstone beds (40 m) from which SOLIGNAC (1927: 129, 130) and CASTANY (1951: 145) defined the following fauna: *Colombiceras crassicostatum* (D'ORB.), *Protacanthoplites* (?) *bigoureti* (SEUN.), *Valdedorsella angladei* (SAYN), *V. getulina* (COQ.) *Aconeceras nisum* (D'ORB.), *Phyllopachyceras infundibulum* (D'ORB.), *Salfeldiella guettardi* (RASP.), *Protetragonites* cf. *crebrisulcatum* (UHL.), *Ptychoceras laeve* MATH., *Hypacanthoplites milletianus* (D'ORB.), *Proleymeriella* cf. *schrammeni* (JAC.), *P.* (?) *lemoinei* (JAC.), *Leymeriella (Epileymeriella) revili* (JAC.), *Mathoceras matho* (PERV.), *Epicheloniceras martini* (D'ORB.), *Barremites strettostoma* (UHL.), *Neohibolites semicanaliculatus* (BL.), *Mesohibolites fallauxi* UHL.

Taking into account the presence of *Proleymeriella* cf. *schrammeni* (JAC.), *P.* (?) *lemoinei* (JAC.) and *Epileymeriella revili* (JAC.) in these deposits, the distribution of which is limited to the Early Albian, these deposits must be of an Early Albian age. Other species of the indicated complex characterize a Barremian, a Lower, Middle or Upper Aptian age and evidently they are reworked and in a secondary deposition.

In the section Bir Alima (CASTANY 1951: 146) there is essentially the same mixed, complex fauna with Lower Albian ammonites, with the only difference that there is absent *Mathoceras matho* (PERV.). Other sections (Oued Guelta-Djebel Ech Chama, Pont du Fays, 147; Djebel Zaress, 148) yielded *M. matho* (PERV.), but no typical Lower Albian species. According to CASTANY in all these sections the above-mentioned cephalopods, occupy one and the same stratigraphical level (in all the sections marked as N 18). Many of these cephalopods are redeposited, evidently of different ages, and the deposits containing these fossils are undoubtedly Early Albian. In some sections, together with the indicated ammonites, there occur "*Parahoplites*" *steinmanni* (JAC.), somewhat reminding of Middle Albian hoplitids by its sculpture. Everywhere the described deposits of the Lower Albian are overlapped by the younger deposits of the same stage.

Analyzing all the material of Tunisia, CASTANY (1951: 167) notes that local intensive orogenic movements occurred at the end of the Aptian. In consequence of these movement there appeared conglomerates, most clearly expressed and fixed in the Djebel Serdj sections. During the invasion of the Early Albian sea the ammonites of the more ancient deposits, beginning from the Barremian and including the Clansayesian, were washed out and redeposited.

Similar movements took place in Algeria. JOLEAUD (1912: 147) found complex mixed faunas of Lower Albian age *Proleymeriella schrammeni* JAC.), Clansayesian *(Protacanthoplites ? bigoureti* SEUN.) and Barremian *(Phyllopachyceras infundibulum* D'ORB.) from Algeria.

This was confirmed by BUSNARDO (1955: 239) who noted that very often in the north of Constantine (North-Eastern Algeria, Numidian mountains) the fauna of the Clansayesian is mixed with a fauna of the Early Albian. Therefore I come to the conclusion that the deposits containing *Mathoceras matho* (PERV.) in Tunisia are of Albian (maybe Early Albian) age.

South America: A large part of the ammonites described by RENZ was found at the basis of the Valle Grande formation, the age of which is determined as late Aptian *(martinioides* Zone). Besides the new species, the following ammonites (identified by WRIGHT) were discovered: *Aconeceras nisus* (D'ORB.), *Sanmartinoceras haugi* (SARASIN), *Valdedorsella getulina* (COQ.), *V.* cf. *angladei* (SAYN), *Acanthohoplites* cf. *aschiltaensis* (ANTH.), *Colombiceras* sp., *Gargasiceras* aff. *acuticostatum* (RIEDEL), *Zurcherella zurcheri* (JAC.), *Dufrenoyia justinae* HILL., *D. justinae sanctorum* BÜRGL., Ptychoceras laeve MATHERON.

The ammonites are mixed and evidently of different ages and – as in Tunisia – they are in secondary deposition at the base of the Valle Grande formation. The species *Aconeceras nisus, Colombiceras* sp., *Zuercherella zuercheri, Valdedorsella* cf. *angladei* are characteristic of the Middle Aptian (Gargasian), while *Dufrenoyia* has hitherto been known in Lower Aptian deposits only.

Additional interesting informations are given by ROD & MAYNC (1954: 266–268, 276, 277). From the middle Apón Formation of the Sierra de Perijá well preserved ammonites (identified by IMLAY) have been collected. The middle Apón Formation of western Venezuela can be correlated with the Garcia Formation of eastern Venezuela, which is laterally replaced by the lower part of the Valle Grande Formation. This

interval includes the Upper Aptian and the temporal equivalent of the Lower Chimana Formation, the age of which is Early to Middle Albian, containing ammonites of the *mammillatum* Zone in the lower part and of the *dentatus* Zone in the upper part (Renz 1978: 679). The new species, described by Renz and referred to *Mathoceras,* were discovered in the deposits of the transitional zone from the Garcia Formation to the Valle Grande Formation.

The mentioned fauna from the middle Apón Formation of the Sierra de perijá seems to be a mixed fauna too with species of different ages (Barremian, Lower, Middle Aptian): *Hamulina* (?), *Cheloniceras* cf. *cornuelianum* (d'Orb.), *Deshayesites columbianus* Riedel, *Dufrenoyia justinae* (Hill.) and *Colombiceras* aff. *karsteni* (Marcou). But it contains even specific Albian species as: *Brancoceras* (?), *Knemiceras* sp., and *Douvilleiceras* aff. *monile* (Sow.), which was discovered in situ (Rod & Maync, 1954: 266, 267).

On the basis of the occurrence of *Douvilleiceras* aff. *monile* Rod & Maync (1954: 267) concluded that the *Douvilleiceras* of the New World precedes the forms of the Old World. But in my opinion the finds of ammonites of the genus *Douvilleiceras* confirm once more my conclusion about an Albian (Early Albian) and not Aptian age of the deposits.

Summarizing I come to the conclusion that the type of the genus *Mathoceras* Casey was discovered in Lower Albian, and not in the Upper Aptian (as it was supposed) deposits of Tunisia together with the typical generic types of the family Leymeriellidae *(Proleymeriella* cf. *schrammeni* (Jac.), *P.* (?) *lemoinei* (Jac.), and *Epileymeriella revili* (Jac.)), and together with a mixed Barremian/Aptian fauna in secondary deposition.

In analogy to the circumstances in Tunesia I come to the conclusion that the deposits in Venezuela, which yielded the Leymeriellidae *Venezuella* Kvantaliani and *Renziella* Kvantaliani within a mixed fauna have an Early Albian age too, and can be correlated with the *Leymeriella tardefurcata* Zone in Europe.

REFERENCES

Arkell, W. I., Kummel, B. C. Wright, C. V. (1957): Mesozoic Ammonoidea. – in: Moore, R. C. (edit.), Treatise on Invertebrate Paleontology, part L 4, – Geol. Soc. of America Univ. Kansas Press, Lawrence.

Bogdanova, T. N. (1971): New Barremian ammonites from Western Turkmenia. – Palaeont. Journ., **3**: 60–71; Moscow.

— — (1977): On some *Deshayesites* of the Western Turkmenia. – Ann. VPO, **19**: 46–69; Leningrad.

— — (1979): Ammonites of the family Deshayesitidae from Turkmenia. – Works of the 19 session of VPO: 152–169; Leningrad.

— — Kvantaliani, I. V., Scharikadze, M. Z. (1979): Some Early Aptian Deshayesitidae from Central Dagestan. – Geologica Balcanica, **9** (3): 3–19; Sofia.

Breistroffer, M. (1947): Sur les zones d'ammonites dans l'Albian de France et d'Angleterre. – Trav. Lab. Géol., Fac. Sci. Univ. Grenoble, **26**: 1–88; Grenoble.

— — (1951): Sur quelques ammonites de l'Albian inférieur de Madagascar. – C. R. Soc. Géol. France. **15**: 266–268; Paris.

Busnardo, R. (1955): L'Aptien supérieur et l'Albien inférieur marneux au N de Constantine (Algérie). – Soc. Géol. France. C. R. Somm. Séanc., **12**: 238–239; Paris.

Casey, R. (1957): The Cretaceous ammonite genus *Leymeriella*, with a systematic account of its British occurrences. – Palaeontology, **1**: 29–59; London.

— — (1961): The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. – Palaeontology, **3**: 487–621; London.

— — (1964): A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. – Palaeontogr. Soc., (Monogr.), part _: 289–398; London.

Castany, G. (1951): Ètude géologique de l'Atlas Tunisien Oriental. – (Thèse). – Direct. trav. Publ. Ann. Min. Géol., **8**: 632 pp., Tunis.

Collignon, M. (1962): Atlas des fossiles caracteristiques de Madagascar (Ammonites). – Fasc. 9 (Aptien). – Serv. Géol. Répub. Malgache, Tananarive, 64 pp., pl. 215–240; Tananarive.

Humphrey, W. E. (1949): Geology of the Siera de los Muertos Area, Mexico (with Descriptions of Aptien Cephalopods from the La Peña Formation). – Bull. Geol. Soc. America, **60** (1): 89–176; New York.

Jacob, C. (1907): Ètudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains Crétacés dans les alpes Francaises. – Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, **8**: 280–590; Grenoble.

Joleaud, L. (1912): Ètude Géologique de la Châine Numidique et des Monts de Constantine, Algerie. – (These). Montpellier, Montane, Sicardet et Valentin. 437 pp; Montpellier.

Kasansky, P. A. (1914): Description of the collection of the cephalopods from the Cretaceous deposits of Dagestan with the list of forms of other classes and the stratigraphic essay. – Bul. Tomsk techn. Inst. **32** (4): 1–127; Tomsk.

Kemper, E. (1967): Die älteste Ammoniten-Fauna im Aptium Nordwest-Deutschlands. – Paläont. Z. **41** (3, 4): 119–131; Stuttgart.

Kilian, W. & Reboul, P. (1915): La faune de l'Aptien inférieur des environs de Montélimar. – Mém. Serv. explic. Carte géol. dét. France. 221 pp.; Paris.

Kullmann, J. & Wiedmann, J. (1970): Significance of sutures in phylogeny of Ammonoidea. – Univ. Kansas. Paleont. Contr., **47**: 1–32; Kansas.

Kvantaliani, I. V. (1980): On the systematics of the families Deshayesitidae and Leymeriellidae. – Bull. Acad. Sci. Georgian SSR, **97** (1): 121–124; Tbilisi.

— — (1981): New representatives of the family Leymeriellidae (Ammonoidea). – Bull. Acad. Sci. Georgian SSR, **101** (1): 81–84; Tbilisi.

Mikhailova, I. A. (1957): On the systematics of the family Parahoplitidae Spath and Deshayesitidae Stoyanow. – Bull. Moscow Univer., **3**: 173–182; Moscow.

— — (1970): On the position of the stratum with *Turkmeniceras turkmenicum* and the Barremian-Aptian boundary. – Proceed. of the USSR Acad. Sci., Gel. ser.: **6**: 107–113; Moscow.

— — (1976): On the correct understanding of the ontogeny of representatives of the family Deshayesitidae Stoyanow. – Papers Acad. Sci. USSR, **226** (2): 444–447; Moscow.

Orbigny, A. (1840–1842): Paléontologie Francaise. Terrains Crétacés. I, Cépahlopodes. – 1–657; Paris.

Pervinquière, L. (1907): Ètudes de Paléontologie Tunisienne. I. Céphalopodes des terrains secondaires. – Direc. Gén. trav. Publ. Carte Géol. Tunisie. 1–438; Paris.

Renz, O (1978): Genus *Mathoceras* (Ammonoidea) from the Upper Aptian in the Serranía del Interior, eastern Venezuela. – Eclogae geol. Helv. **71** (3): 677–685; Basel.

Rod, E. & Maync, W. (1954): Revision of Lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela. – Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., **38** (2): 193–283; Tulsa.

Saveliev, A. A. (1973): The stratigraphy and ammonites of the Lower Albian of Mangishlak *(Leymeriella tardefurcata* and

Leymeriella regularis zones). – Works of VNIGRI, ad. **323:** 1–340; Leningrad.

SCHINDEWOLF, O. H. (1966): Studien zur Stammesgeschichte der Ammoniten. – Lief. 6. Abh. Acad. Wiss. Liter. 643–730; Mainz.

SOLIGNAC, M. (1927): Étude géologique de la Tunisie Septentrionale. – Cart. Géol. Tunisie., Serv. Min. Thèses. 756, pp., Lyon.

STOYANOW, A. (1949): Lower Cretaceous Stratigraphy in Southeastern Arizona. – Geol. Soc. America. Mem. **38:** 1–169; New York.

TOVBINA, S. Z. (1963): On the Upper Barremian ammonites of Turkmenia. – Works VSEGEI, new ser. **109** (14): 98–119; Leningrad.

WHITEHOUSE, F. W. (1927): Additions to the Cretaceous Ammonite Fauna of Eastern Australia. Part I: Simbirskitidae, Aconeceratidae and Parahoplitidae. – Mem. Queensland Museum, **9** (1): 109–120; Brisbane.

WIEDMANN, J. (1966): Stammesgeschichte und System der posttriadischen Ammonoideen. – N. Jahrb. Geol., Paläont. Abh., **127** (1): 13–81; Stuttgart.



Plate 1

Fig. 1a–d. *Deshayesites formosus* BOGDANOVA, KVANTALIANI, SCHARIKADZE (1979: 8, pl. IY, fig. 1–6).

Fig. 2a–d. *Dufrenoyia caseyi* KVANTALIANI, Holotype N 4 (3057/5–3). Museum Geol. Paleont. Georgian Lenin Polytechnical Institut; Aptian, Dagestan. Author's coll. ×1.

Fig. 3a, b. *Burckhardtites palumbes* HUMPHREY (1949: 135, pl. 12, fig. 1–2).

Fig. 3c. Suture line of *Burckhardtites* sp. (HUMPHREY, 1949).

Fig. 4. *Dufrenoyia subfurcata* KASANSKY (in MIKHAILOVA, 1970: 111, fig. 3 ж).

Fig. 5. *Deshayesites callidiscus* CASEY (in BOGDANOVA, 1971: 66, fig. 4 г).

Fig. 6. *Deshayesites planus* CASEY (BOGDANOVA, 1971: 66, fig. 4 в).

Fig. 7 *Deshayesites dechy* PAPP in BOGDANOVA, 1971: 66, fig. 4 б).

Fig. 8a, b. *Somalites* TAVANI, 1949 (in ARKELL, KUMMEL, WRIGHT, 1957: 384).

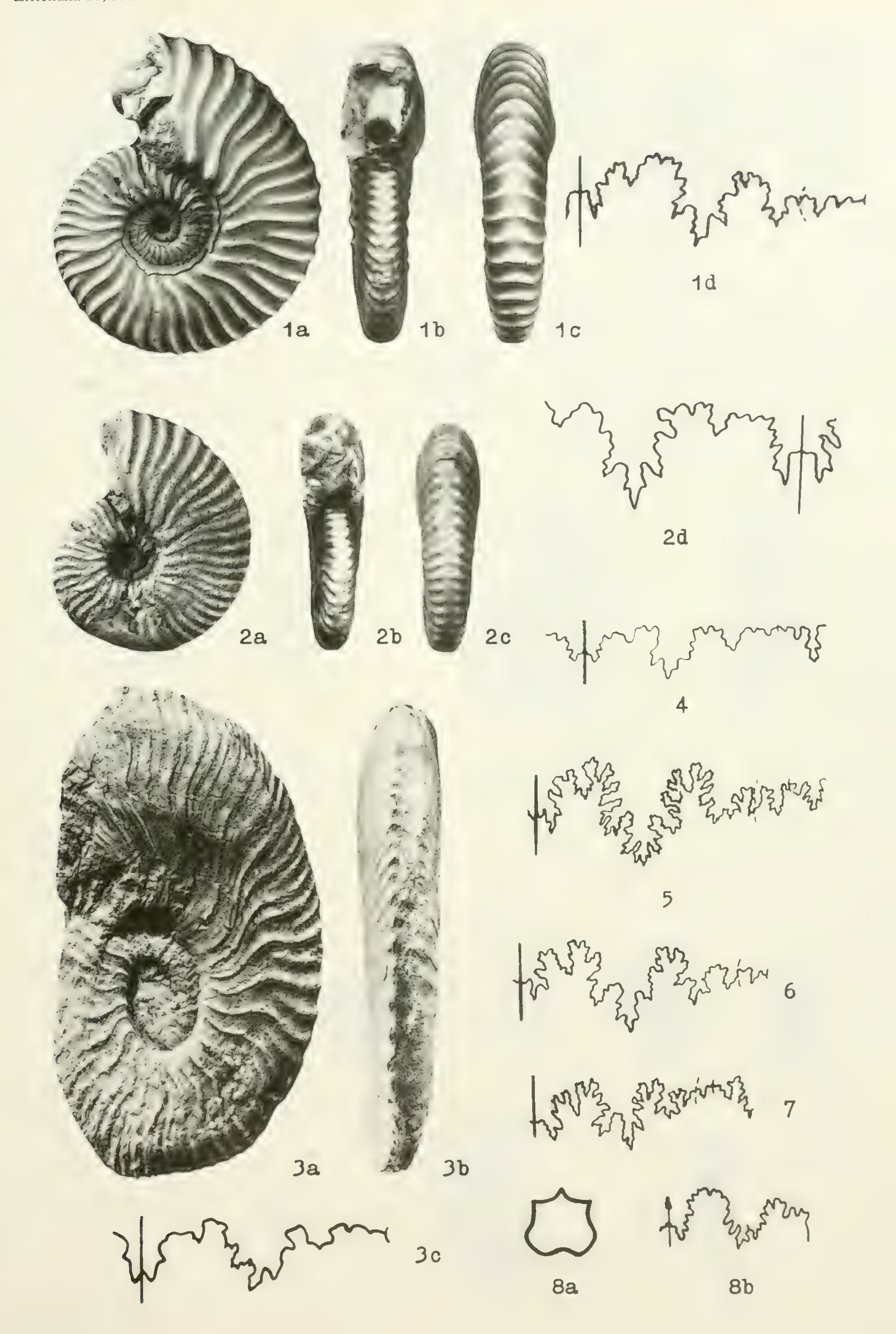

1a
1b
1c
1d
2a
2b
2c
2d
4
5
6
7
3a
3b
3c
8a
8b

Plate 2

Family Leymeriellidae BREISTROFFER, 1951
Subfamily Leymeriellinae BREISTROFFER, 1951

Fig. 1a, b. *Leymeriella (L.) tardefurcata* (LEYMERIE in ORBIGNY, 1841: 248, pl. 71, figs. 4, 5).

Fig. 2. Suture line of *Leymeriella (L.) tardefurcata* (LEYM. in SAVELIEV, 1973: 197, fig. 41a).

Fig. 3a, b. *Leymeriella (Neoleymeriella) consueta* CASEY (SAVELIEV, 1973: 230, pl. 35, figs. 3a, b).

Fig. 4a, b. *Leymeriella (N.) crassa* SPATH (JACOB, 1907: 54, pl. VII, fig. 24).

Fig. 5. Suture line of *Leymeriella (L.) astrica* GLASUNOVA (in SAVELIEV, 1973: 207, fig. 44).

Fig. 6a–c. *Mathoceras matho* PERVINQUIÈRE (1907: 185, pl. 7, figs. 31a, b, 72-in text).

Subfamily Venezuellinae KVANTALIANI, 1980

Fig. 7a–c. *Venezuella venezolanum* (RENZ).

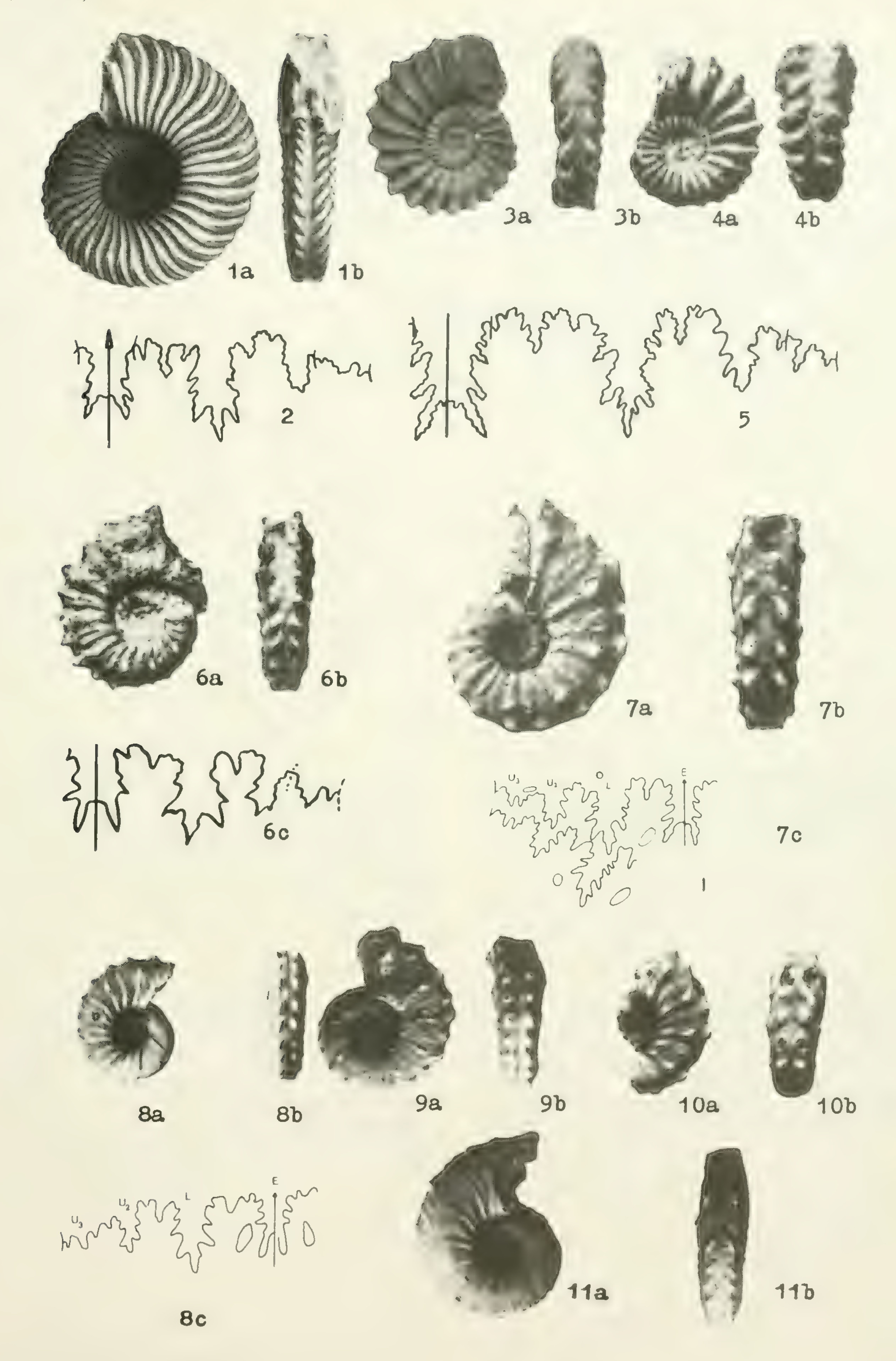
Fig. 8a–c. *Venetuella caribense* (RENZ).

Fig. 9a, b. *Venezuella sucre* (RENZ).

Fig. 10a, b. *Venezuella venezolanum* (RENZ).

Fig. 11a, b. *Renziella laeve* (RENZ).

figs. 7–11 after RENZ (1978: 683, 684).


1a
1b
3a
3b
4a
4b
2
5
6a
6b
7a
7b
6c
7c
8a
8b
9a
9b
10a
10b
8c
11a
11b

Zitteliana	10	715–723	München, 1. Juli 1983	ISSN 0373 – 9627

Die Echinodermen der Inoceramen-Mergel (Buntmergelserie, Ultrahelvetikum, Unter-Maastricht) des Moos-Grabens SE Siegsdorf (Oberbayern)

Von

MAX-GOTTHARD SCHULZ*)

Mit 3 Abbildungen und 1 Tafel

KURZFASSUNG

Aus den Inoceramen-Mergeln (Unter-Maastricht, Buntmergelserie, Nord-Ultrahelvetikum) des Moos-Grabens bei Siegsdorf in Oberbayern werden ein Crinoide und zwei Arten irregulärer Echiniden beschrieben: *Isselicrinus africanus* (LORIOL), *Guettaria fecunda* n. sp. und *Homoeaster* ? n. sp. aff. *tuneatus* POMEL. Diese *Isselicrinus*-Art und beide Echiniden-Genera waren bisher aus Mitteleuropa nicht bekannt. Sie zeigen enge Beziehungen zu Formen im Maastricht Nordafrikas und des Kaukasus.

ABSTRACT

From the *Inoceramus*-Marls (Lower Maastrichtian, Buntmergelserie, northern facies of the Ultrahelvetic zone) of the Moos-Graben near Siegsdorf in Bavaria one crinoid and two species of irregular echinoids are described: *Isselicrinus africanus* (LORIOL), *Guettaria fecunda* n. sp. and *Homoeaster* ? n. sp. aff. *tuneatus* POMEL. This crinoid species and both echinoid genera have not been recorded from Middle Europe hitherto. They are related to species in the Maastrichtian of N. Africa and of the Caucasus.

1. EINLEITUNG

Im Rahmen gezielter Fossil-Aufsammlungen in den Inoceramen-Mergeln (Unter-Maastricht, Buntmergelserie, Nord-Ultrahelvetikum) des Moos-Grabens bei Siegsdorf (Oberbayern) wurden neben den vorherrschenden Mollusken (Inoceramen, Ammoniten, Belemniten) auch einige irreguläre Echiniden und ein Crinoiden-Stielteil gefunden. Die genaue Lage des Fundpunktes und die Lithologie der Fundschicht sind in HAGN et al. (1981) und in HAGN & HERM (1983, dieser Band) beschrieben (Abb. 1).

Das Material entstammt teils eigenen Aufsammlungen, die gemeinsam mit Prof. F. SCHMID (Hannover) durchgeführt wurden, teils wurde es mir von den Herren Prof. H. HAGN und Prof. D. HERM (München) zur Bearbeitung überlassen.

Die Photoarbeiten wurden von Frau B. HECHT (Kiel) durchgeführt; die REM-Aufnahmen verdanke ich Herrn Dr. C. SAMTLEBEN (Kiel). Den genannten Personen sei hiermit herzlich gedankt.

*) M.-G. SCHULZ, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, Olshausenstr. 40/60, 2300 Kiel.

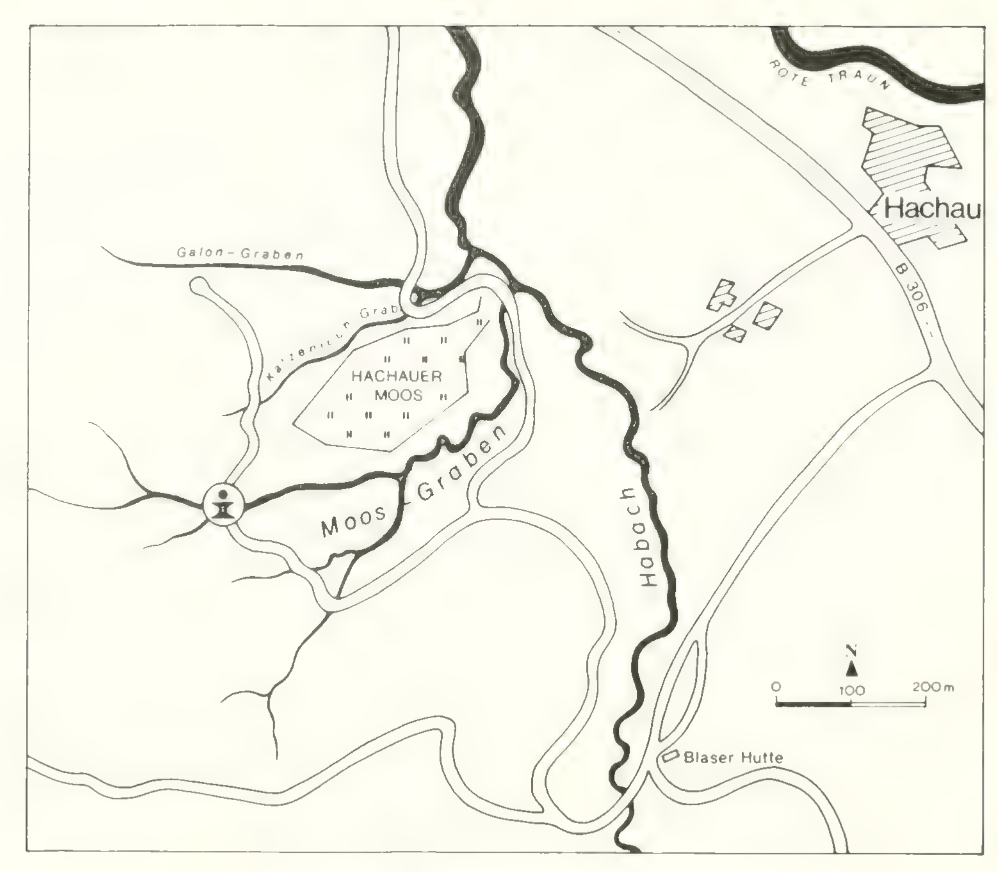


Abb. 1. Lageplan des Fundpunktes.

2. CRINOIDEN

Die Aufsammlungen in den Inoceramen-Mergeln des Moos-Grabens erbrachten einen einzigen Crinoiden-Rest. Es handelt sich um einen Stielteil aus 9 Columnalia, deren unterstes glücklicherweise ein Nodale ist.

Ordnung: Isocrinida

Familie: Isocrinidae

Gattung: *Isselicrinus*

Isselicrinus africanus (Loriol, 1893)
Taf. 1, Fig. 1

1893 *Balanocrinus africanus* Loriol (in Peron), S. 391, Taf. 31, Fig. 39–53.
1903 *Balanocrinus africanus*, Pervinquière, S. 128, 150.
1926 *Balanocrinus africanus*, Valette, S. 270.
1931 *Balanocrinus africanus*, Valette (in Lambert), S. 109.
1961 *Isselicrinus africanus*, Rasmussen, S. 47 ff., Taf. 7, Fig. 18–20.

Der Stielteil aus dem Moos-Graben hat einen annähernd runden Querschnitt. Die Oberfläche ist glatt. Die einzelnen Columnalia haben bei einem Durchmesser von 4,6 mm eine Höhe von 1,6 mm. Die Suturen sind anscheinend nicht crenuliert. Allerdings sind die einzelnen Columnalia leicht ineinander gepreßt, so daß eine sichere Aussage nicht möglich ist.

Die Gelenkfläche der Internodalia zeigt entlang der Peripherie kurze, gleichförmige Crenellae. Pro Interradius sind es 8 interradiale und 2 adradiale Crenellae. Die adradialen Rippen sind nicht crenuliert; sie sind durch deutliche, schmale radiale Furchen voneinander getrennt und reichen nicht ganz bis zur Achsialpore. Die interradialen Petalodien sind – durch Verwitterung verstärkt – stark eingetieft (Taf. 1, Fig. 1a).

Das Nodale hat den gleichen Durchmesser wie die Internodalia. Es trägt am distalen Rand zwei Cirrhen-Sockel, die nach unten und auswärts gerichtet sind. Auf einem Cirrhen-Sockel befindet sich noch ein Teil des ersten Cirrhale in situ. Die distale Gelenkfläche des Nodale ist durch Pyritisierung, Drucklösung und Verwitterung schlecht erhalten. Sie zeigt eine schwache Skulptur, die jener der Internodalia ähnelt (Taf. 1, Fig. 1b).

Der Stielteil aus dem Moos-Graben gleicht dem von Rasmussen (1961, Taf. 7, Fig. 20) abgebildeten Exemplar von *Isselicrinus africanus* aus dem Maastricht von Koudiat-el-Mazoudj, 2 km südwestlich von Gambetta, Algerien, zum Verwechseln. Die einzigen nennenswerten Unterschiede liegen in der etwas größeren Anzahl der Crenellae (10+2 pro Interradius) und in der praktisch glatten unteren Gelenkfläche des Nodale des algerischen Stückes.

Isselicrinus africanus war bisher ausschließlich aus Algerien und Tunesien bekannt (Rasmussen 1961, S. 47). Die stratigraphischen Angaben reichen vom Senon bis zum Eozän. Gesichert ist wohl das Auftreten im Maastricht und im Dan.

3. IRREGULÄRE ECHINIDEN

Es liegen 5 einigermaßen vollständige Coronen und 7 Fragmente vor, die sämtlich stark verpreßt sind. Aussagen über die Coronen-Form sind deshalb schwierig. Zwei kleinere Bruchstücke sind unbestimmbar; zwei Exemplare gehören wahrscheinlich zur Spatangiden-Gattung *Homoeaster;* das übrige Material läßt sich, obwohl z. T. sehr schlecht erhalten, der Holasteriden-Gattung *Guettaria* zuordnen. Bei der folgenden Beschreibung wird zur Kennzeichnung der Ambulakren und der Interambulakren sowie der Platten des Apikalschildes – wie allgemein üblich – das LOVÉN'sche Ziffern-System angewendet.

Ordnung: Holasterida

Familie: Holasteridae

Gattung: *Guettaria*

Die Gattung *Guettaria* GAUTHIER, 1887, ist durch eine länglich ovale, relativ flache Corona ausgezeichnet, die am Vorderrand eine sehr tiefe Einbuchtung hat und am Hinterende konkav abgestumpft ist. Das Ambulakrum III liegt auf der Ventralseite in einer tiefen Furche. Das vertikal stehende Peristom liegt relativ weit vom Vorderrand entfernt am Ende dieser Furche.

Auf der Apikalseite finden sich in allen 5 Interambulakren und z. T. auch in den paarigen Ambulakren vereinzelte sehr große Primär-Stachelwarzen. Wichtigstes Merkmal der Gattung *Guettaria,* das sonst nur noch bei der Gattung *Lampadaster* COTTEAU, 1889 auftritt[1]), ist jedoch der Besitz von je zwei zusätzlichen Genitalporen in den Ocellarplatten II und IV (Abb. 2).

Alle genannten Merkmale lassen sich an dem Material aus den Inoceramen-Mergeln des Moos-Grabens nachweisen, wenn auch wegen des schlechten Erhaltungszustandes nicht an allen Exemplaren. Die Gattungszugehörigkeit zumindest der besser erhaltenen Exemplare ist also gesichert.

Zur Gattung *Guettaria* sind bisher fünf Arten gestellt worden, von denen allerdings zwei zu anderen Gattungen gehören dürften:

1. Die Typus-Art *Guettaria angladei* GAUTHIER, 1887 ist mittelgroß und subkonisch. Die großen Primär-Stachelwarzen sind ziemlich gleichmäßig über die Apikalseite der Corona verteilt. *G. angladei* ist bisher nur aus Algerien und Tunesien beschrieben worden. Sie kommt dort in einem „horizon assez élevé du Sénonien" vor (GAUTHIER, 1897, S. 833).

2. *Guettaria rocardi* COTTEAU, 1889 aus der Oberkreide von Diego-Suarez (Madagaskar) wurde von LAMBERT (1896) erstmals abgebildet und ausführlich beschrieben. Sie unterscheidet sich von *G. angladei* außer im Bau der paarigen Ambulakren hauptsächlich dadurch, daß die großen Stachelwarzen auf der Apikalseite nicht gleichmäßig verteilt sind, sondern einen supramarginalen peripetalen Kranz bilden, der

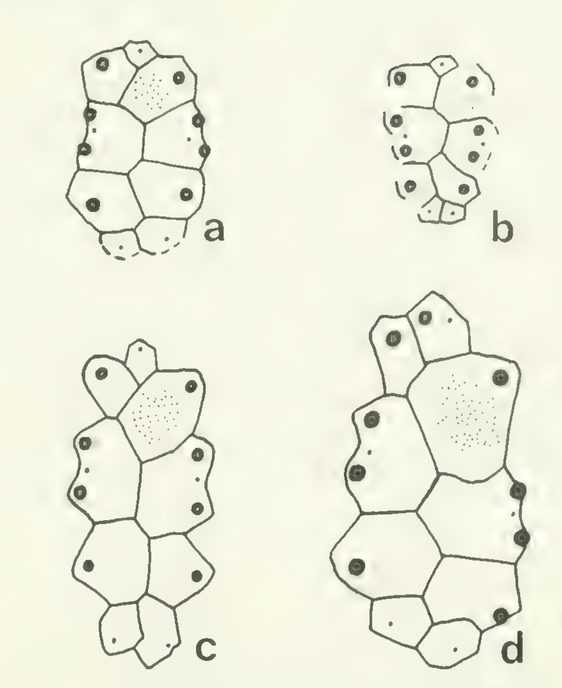


Abb. 2. Apikalschilder der verschiedenen *Guettaria*-Arten. ×6. Die Siebporen der Madreporenplatte sind z. T. schematisch eingetragen.
a: *G. angladei* nach GAUTHIER 1887, Taf. 16, Fig. 4.
b: *G. danglesi* nach GAUTHIER 1897, Taf. 24, Fig. 8.
c: *G. rocardi* nach LAMBERT 1896, Abb. 1.
d: *G. fecunda* n. sp., Holotypus (vergl. Taf. 1, Fig. 2e).
d: Man beachte die große Ocellarplatte III, die eine fünfte zusätzliche Genitalpore trägt.

in der Umgebung des Ambulakrum III unterbrochen ist. In der Größe (Coronen-Länge 47–58 mm) und Coronen-Form ähnelt *G. rocardi* der Typus-Art. Den Fundhorizont stellt LAMBERT (1896, S. 329) ins Senon.

3. *Guettaria danglesi* GAUTHIER, 1897 aus der Oberkreide Algeriens ist beträchtlich kleiner (Coronen-Länge 29 mm) als die beiden genannten Arten. Sie unterscheidet sich von ihnen außerdem durch die hemisphärische Form der Corona und einen deutlichen subanalen Vorsprung. Die großen Stachelwarzen der Apikalseite sind wie bei *G. rocardi* in einem peripetalen Kranz angeordnet. Als stratigraphisches Alter vermutete GAUTHIER zunächst (1897) Senon, später (1899) hielt er wegen der angeblichen Ähnlichkeit von *G. danglesi* mit *Cardiaster pustulifer* PERON & GAUTHIER 1878 (s. u.) ein Cenoman-Alter für möglich. LAMBERT (1931) schließlich gibt *G. danglesi* aus dem Ober-Senon (Campan-Maastricht) Algeriens an.

4. *Cardiaster pustulifer* PERON & GAUTHIER, 1878 aus dem Cenoman Algeriens wurde von GAUTHIER (1899) wegen einer gewissen Ähnlichkeit mit *G. danglesi* zur Gattung *Guettaria* gestellt. Die Art beruht auf einem einzigen, durch laterale Kompression deformierten Exemplar. Der Bau des Apikalschildes und die Ausbildung der Vorderfurche sind unbekannt. Wegen des relativ hohen stratigraphischen Alters (Cenoman) halte ich die Zugehörigkeit zur Gattung *Guettaria* für wahrscheinlich.

5. Die Gattung *Entomaster* mit der einzigen Art *E. rousseli* GAUTHIER, 1887 aus dem Senon Algeriens und Tunesiens wurde von LAMBERT & THIÉRY (1924, S. 415) und LAMBERT (1931,

---

[1]) Die Diagnose der Gattung *Lampadaster* bei WAGNER & DURHAM (1966) ist falsch: Statt „genital plates 2 and 4 usually with 2 genital pores" muß es heißen „ocular plates II and IV usually with 2 supplemental genital pores" (vergl. LAMBERT 1896, Abb. 3 + 4).

S. 98) in die Synonymie der Gattung *Guettaria* gestellt. Diese Auffassung wurde von MORTENSEN (1950, S. 91 f.) unter Vorbehalt übernommen. Von WAGNER & DURHAM (1966, S. 528) wird die Gattung *Entomaster* jedoch aufrechterhalten[2]). Tatsächlich hat *E. rousseli* keine zusätzlichen Genitalporen in den Ocellarplatten II und IV und das Peristom liegt nahe dem Vorderrand, so daß dieser Art zwei für die Gattung *Guettaria* charakteristische Merkmale fehlen.

Weitere zweifelsfreie Vorkommen der Gattung *Guettaria* wurden von BÖHM (1924) aus dem Senon von Misol (Timor) und von POSLAWSKAJA & MOSKWIN (1959) aus dem Unter-Maastricht des nördlichen Kaukasus und des Kopet-Dag[3]) beschrieben. Sie werden in beiden Arbeiten ohne nähere Begründung und Diskussion der Art *G. rocardi* zugeordnet.

Außerdem wird *G. rocardi* von POSLAWSKAJA & MOSKWIN aus dem Maastricht Klein-Asiens und N-Afrikas angegeben. Auch unter den leider recht schlecht erhaltenen Echiniden aus dem Maastricht (Gosau) des Krappfeldes (Kärnten), die mir Prof. F. THIEDIG (Hamburg) freundlicherweise zu Vergleichszwecken zur Verfügung gestellt hat, ist die Gattung *Guettaria* vertreten.

Die im Moos-Graben bei Siegsdorf gefundenen *Guettaria*-Exemplare sind mit Coronen-Längen bis zu 80 mm relativ groß. Derartige Größen wurden bisher nur für die Formen des nördlichen Kaukasus und des Kopet-Dag angegeben (POSLAWSKAJA & MOSKWIN, 1959, S. 269). Die Coronen-Form läßt sich wegen der starken Deformation des Materials nicht sicher angeben, doch dürften die Coronen eher subkonisch als hemisphärisch gewesen sein.

Die großen Stachelwarzen der Apikalseite sind im wesentlichen in drei Feldern konzentriert. Zwei Felder liegen anteriolateral und supramarginal im Ambulacrum II und in der hinteren Hälfte von Interambulakrum 2 einerseits und in der hinteren Hälfte von Interambulakrum 3 und in Ambulakrum IV andererseits. Das dritte Feld bildet die Umgebung des Apex, wobei die Primär-Warzen in unmittelbarer Nähe des Apex natürlich etwas kleiner sind als die anderen großen Primär-Stachelwarzen. Außerdem finden sich vereinzelt große Stachelwarzen im hinteren unteren Bereich der Interambulakren 1 und 4, doch scheint hier eine gewisse Variabilität zu bestehen.

Die Marginal-Fasziole ist nur bei einem Exemplar stellenweise nachweisbar. Die Ausbildung der subpetaloiden Ambulakren ähnelt der bei *G. rocardi.* Die Poren jeweils der hinteren Reihe der paarigen Ambulakren sind ausgeprägt schlitzförmig (Taf. 1, Fig. 2d, e). Einzelheiten der Struktur des meridosternalen Plastrons konnten an dem vorliegenden Material nicht ermittelt werden.

Die Platten des Apikalschildes lassen sich leider nur bei einem Exemplar aus dem Moos-Graben vollständig untersuchen. Der Bau des Apikalschildes ähnelt dem bei *G. rocardi,* da die Ocellarplatte II in breitem Kontakt mit der Genitalplatte 4 steht, was bei *G. angladei* und *G. danglesi* nicht der Fall ist (Abb. 2). Neben den für die Gattung *Guettaria* typischen zusätzlichen Genitalporen-Paaren in den Ocellarplatten II und IV findet sich eine fünfte zusätzliche Genitalpore in der Ocellarplatte III, die entsprechend vergrößert ist (Abb. 2d; Taf. 1, Fig. 2e).

Dieses Merkmal erscheint biologisch derart bedeutungsvoll, daß es sich nicht nur um eine Variante handeln dürfte. Es ist vielmehr anzunehmen, daß alle Guettarien aus dem Unter-Maastricht der Buntmergelserie fünf zusätzliche Genitalporen, also 9 Gonaden besessen haben. Da außerdem die Verteilung der großen Stachelwarzen auf der Apikalseite recht deutlich von dem Bild bei den drei bekannten *Guettaria*-Arten abweicht, dürfte es sich bei den Guettarien des Moos-Grabens um eine eigene, neue Art handeln:

Guettaria fecunda n. sp.
Abb. 2d; Taf. 1, Fig. 2, 3.

Holotypus: Das in Abb. 2d und auf Taf. 1, Fig. 2 abgebildete Exemplar; Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Nr. 1977 XXI/22.

Locus typicus: Oberlauf des Moos-Grabens bei Siegsdorf in Oberbayern (Abb. 1).

Stratum typicum: *Belemnella sumensis*-Zone, Oberes Unter-Maastricht, Buntmergelserie, Nord-Ultrahelvetikum.

Derivatio nominis: fecundus (lat.) = fruchtbar; nach dem Besitz von fünf zusätzlichen Genitalporen.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Guettaria,* die neben den zusätzlichen Genitalporen-Paaren in den Ocellarplatten II und IV eine fünfte zusätzliche Genitalpore in der Ocellarplatte III besitzt. Die großen Primär-Stachelwarzen der Coronen-Oberseite sind im wesentlichen in zwei anteriolateralen Feldern und in der Umgebung des Apex konzentriert.

Material: Neben dem Holotypus zwei einigermaßen vollständige Coronen und fünf fragmentarisch erhaltene Exemplare, die alle verpreßt sind.

Beschreibung: siehe oben.

Beziehungen: *G. fecunda* ähnelt in der Coronen-Größe, der unregelmäßigen Verteilung der großen Stachelwarzen auf der Coronen-Oberseite und dem Bau des Apikalschildes *G. rocardi.* Sie dürfte mit dieser Art enger verwandt sein als mit den beiden anderen bekannten *Guettaria*-Arten *(G. angladei* und *G. danglesi).*

Verbreitung: *G. fecunda* ist bisher ausschließlich aus dem Oberen Unter-Maastricht vom locus typicus bekannt.

Ordnung: Spatangoida
Unter-Ordnung: Hemiasterina
Familie: Palaeostomatidae
Gattung: *Homoeaster*

Zwei stark deformierte, mittelgroße Echiniden aus dem Inoceramen-Mergel des Moos-Grabens weisen eine deutliche Peripetal-Fasziole und ein wahrscheinlich amphisternales Plastron auf. Weitere Fasziolen sind offenbar nicht ausgebil-

---

[2]) Die Diagnose der Gattung *Entomaster* bei WAGNER & DURHAM ist falsch (Druckfehler). Es muß heißen: „Like *Guettaria* except oculars II and IV **not** with supplemental genital pores."

[3]) In DJABAROWS (1964) Arbeit über die Oberkreide-Echiniden des Kopet-Dag (SW-Turkmenistan) wird die Gattung *Guettaria* allerdings nicht behandelt (frdl. mdl. Mitt. von Prof. G. ERNST, Berlin).

det. Es handelt sich also um Hemiasterina der Familien Hemiasteridae oder Palaeostomatidae.

Die Coronen hatten vermutlich eine recht hohe subkonische Form. Die Länge betrug schätzungsweise 5 cm. Die Peripetal-Fasziole liegt sehr tief. Sie liegt im Vorderteil der Corona praktisch marginal, knickt in den vorderen Hälften der Interambulakren 1 und 4 kurz nach oben ab und verläuft dann schräg nach hinten über dem recht tief liegenden Periprokt (Abb. 3). Die paarigen Ambulakren sind nur subpetaloid und nicht eingesenkt. Die Ambulakral-Poren sind oval bis kommaförmig und kaum gejocht (Taf. 1, Fig. 4c). Das

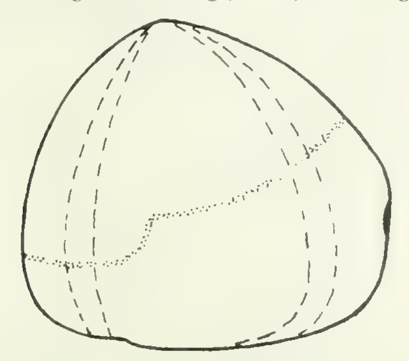


Abb. 3. Rekonstruktion der Coronen-Form von *Homoeaster* ? n. sp. aff. *tuneatus*, Lateral-Ansicht. ×1.
Man beachte die tief liegende Peripetal-Fasziole.

Peristom dürfte etwa in der Mitte zwischen dem Zentrum der Oralseite und dem Vorderrand oder etwas davor gelegen haben. Es war eher rundlich als labiat (Taf. 1, Fig. 4b).

Die genannten Merkmale (Lage der Peripetal-Fasziole, Ausbildung der paarigen Ambulakren und Gestalt des Peristoms) sprechen für eine Einordnung in die Familie Palaeostomatidae, die allerdings durchweg kleinere Formen enthält. Innerhalb dieser Familie stimmen die beiden Spatangiden aus dem Moos-Graben am besten mit der Gattung *Homoeaster* Pomel, 1883 überein. Die bekannten Arten dieser Gattung erreichen jedoch im allgemeinen nur Coronen-Längen von 30–40 mm. Für ein ungewöhnlich großes Fragment von *H. tuneatus* Pomel, 1883 schätzte Lambert (1931, S. 99) die Coronen-Länge auf 45 mm. Arten der Gattung *Homoeaster* sind bisher aus dem Maastricht N-Afrikas (u. a. Lambert 1931, S. 75f., 99f.) und aus dem Maastricht und Dan des Kaukasus (Poslawskaja & Moskwin 1959, S. 274f.) beschrieben worden.

Wegen der vermutlich subkonischen Gestalt und den Coronen-Dimensionen, die beträchtlich über den für die Gattung *Homoeaster* bisher als normal geltenden Werten liegen, können die beiden Funde aus dem Moos-Graben keiner der bekannten *Homoeaster*-Arten mit ausreichender Sicherheit zugeordnet werden. Sie werden in offener Nomenklatur bezeichnet als: *Homoeaster* ? n. sp. aff. *tuneatus* Pomel, 1883.

4. STRATIGRAPHIE UND PALÄOBIOGEOGRAPHIE

Isselicrinus africanus tritt hauptsächlich im Maastricht und Dan auf, die Gattung *Guettaria* ist auf die höhere Oberkreide (Campan [?]- Maastricht) beschränkt und die Gattung *Homoeaster* ist bisher nur aus Maastricht und Dan bekannt. Nach dem gemeinsamen Vorkommen von *I. africanus*, *G. fecunda* und *H.* ?n. sp. aff. *tuneatus* können daher die Inoceramen-Mergel in der Buntmergelserie des Moos-Grabens recht sicher in das Maastricht gestellt werden.

Diese Einstufung wird durch die Belemniten dieses Horizontes bestätigt und beträchtlich präzisiert: unterer Teil des Oberen Unter-Maastricht (Schulz & Schmid, 1983, dieser Band).

Während die Belemniten deutliche Beziehungen nach N- und E-Europa (boreales Unter-Maastricht) aufweisen – dort kommen dieselben Arten wie im Moos-Graben vereinzelt neben anderen Arten vor –, zeigen die Echinodermen enge Beziehungen zu Gebieten im Bereich der Tethys (Algerien, Tunesien, Kaukasus, Kopet-Dag). Die Echiniden-Gattungen *Guettaria* und *Homoeaster* kommen in der borealen Schreibkreide nicht vor. Der Fundpunkt im Moos-Graben ist für beide Gattungen das nördlichste bekannte Vorkommen. Dies gilt zwar auch für *Isselicrinus africanus*, doch zeigt diese Art sehr enge Beziehungen zu *I. buchii*, die in der borealen Schreibkreide verbreitet im Maastricht auftritt (Rasmussen 1961) und hier im oberen Unter-Maastricht besonders häufig ist (Schmid 1975, S. 240, Abb. 2; Schulz 1978, S. 85).

Dem Fossil-Fundpunkt in der Buntmergelserie des Moos-Grabens kommt also eine ganz besondere Bedeutung für die ,,Nord-Süd-Korrelation" zu, da hier Belemniten-Gattungen *(Belemnella, Belemnitella)* der Nordeuropäischen Faunenprovinz (sensu Kauffman 1973, Abb. 1, 2) mit Echiniden-Gattungen *(Guettaria, Homoeaster)* der Mediterranen Provinz gemeinsam vorkommen. Mit der charakteristischen, sehr gut definierten Gattung *Guettaria* reichen die Beziehungen sogar über die Ostafrikanische Provinz (Madagaskar) bis in die Australische Provinz (Timor).

5. ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN

Böhm, J. (1924): Über eine senone Fauna von Misol. – Paläontologie von Timor, 14. Lief., Abh. **24**, S. 81–103, 4 Abb., 5 Taf.; Stuttgart.

Cotteau, G. (1889): Échinides crétacés de Madagascar. – Bull. Soc. Zool. France, **XIV**. (zitiert nach Lambert, 1896).

Djabarow, G. N. (1964): Werchnemelowye Morskije eji zentralnowo Kopet-Daga i ich stratigrafitscheskoje snatschenije. – 71 S., 7 Abb., 20 Taf., Turkmenischer Verl., Aschchabad, [russisch].

Gauthier, V. (1887): Types nouveaux d'Échinides crétacés. – Ass. Franç. pour l'avanc. d. sci. Toulouse (zitiert nach Mortensen, 1950).

— — (1897): Contribution a l'étude des Échinides fossiles. I. Une troisième espèce du genre *Guettaria* Gauthier. – Bull. Soc. Géol. France, 3e sér., **XXV**, 1897, S. 831–835, 1 Taf.; Paris.

— — (1899): Contribution a l'étude des Échinides fossiles. V. *Guettaria pustulifera* Gauthier. – Bull. Soc. Géol. France, 3e sér., **XXVII**, 1899, S. 346–347; Paris.

HAGN, H. & HERM, D. (1983): Die Foraminiferen der Inoceramen-Mergel (Buntmergelserie, Ultrahelvetikum, Unter-Maastricht) des Moos-Grabens SE Siegsdorf (Oberbayern). – Zitteliana, **10**, : 613–635, 1 Abb., 4 Taf., München.

— — , HERM, D., MALZ, H. & MARTINI, E. (1981): Moos-Graben, Oberlauf. – In: HAGN, H.: Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – Geologica Bavarica, **82**, S. 112–115; München.

KAUFFMAN, E. G. (1973): Cretaceous Bivalvia. – In: HALLAM, A. (Hrsg.): Atlas of Palaeobiogeography, S. 353–383, 10 Abb., Elsevier-Verl., Amsterdam-London-New York.

LAMBERT, J. (1896): Note sur quelques Échinides crétacés de Madagascar. – Bull. Soc. Géol. France, 3e sér., **XXIV**, 1896, S. 313–332, 7 Abb., 4 Taf.; Paris.

— — (1931): Étude sur les Échinides fossiles du Nord de l'Afrique. – Mém. Soc. Géol. France, Nouv. sér., **VII**, Mém. **16**, S. 5–228, 13 Abb., 8 Taf.; Paris.

— — & THIÉRY, P. (1909–1925): Essai de nomenclature raisonnée des Échinides. – 607 S., 15 Taf., Libraire L. Ferrière; Chaumont.

MORTENSEN, T. (1950): A monograph of the Echinoidea, **V**, 1, Spatangoida I, 432 S., 315 Abb., 25 Taf., C. A. Reitzel-Verlag.; Copenhagen.

PERON, A. (1893): Explication scientifique de la Tunisie. Paléontologie, Invertébrés fossiles des terrains crétacés. Paris (zitiert nach RASMUSSEN, 1961).

— — & GAUTHIER, V. (1878): Échinides fossiles de l'Algérie. – fasc. IV (zitiert nach GAUTHIER, 1899).

PERVINQUIÈRE, L. (1903): Étude géologique de la Tunisie centrale. – Carte géol. Tunisie; Paris (zitiert nach RASMUSSEN, 1961).

POMEL, A. (1883): Classification méthodique et genera des Échinides vivant et fossiles. – 131 S., 1 Taf., Adolphe Jourdan-Verl., Alger.

POSLAWSKAJA, N. A. & MOSKWIN, M. M. (1959): Echinodermata. – In: MOSKWIN, M. M. (Hrsg.): Atlas werchnemelowoj fauny sewernowo Kawkasa i Kryma. – S. 237–303, 78 Abb., 1 Tab., 26 Taf., Gostoptechisdat; Moskwa, [russisch].

RASMUSSEN, H. W. (1961): A monograph on the Cretaceous Crinoidea. – Biol. Skr. Dan. Vid. Selsk., **12**, 1, S. 3–428, 60 Taf.; København.

SCHMID, F. (1975): Crinoiden-Stielglieder aus dem Maastricht Nordwestdeutschlands und ihre biostratigraphische Auswertung. – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**, S. 235–248, 2 Abb., 3 Taf.; Hamburg.

SCHULZ, M.-G. (1978): Zur Litho- und Biostratigraphie des Obercampan-Untermaastricht von Lägerdorf und Kronsmoor (SW-Holstein). – Newsl. Stratigr., **7**, 2, S. 73–89, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin-Stuttgart.

— — & SCHMID, F. (1983): Die Belemniten der Inoceramen-Mergel (Buntmergelserie, Ultrahelvetikum, Unter-Maastricht) des Moos-Grabens SE Siegsdorf (Oberbayern) und ihre stratigraphische Bedeutung. – Zitteliana, **10**, S. 653–661, 6 Abb., 1 Taf., München.

VALETTE, D. A. (1926): Note sur quelques Crinoides fossiles de la Tunisie. – Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord, **16**; Alger (zitiert nach RASMUSSEN, 1961).

WAGNER, C. D. & DURHAM, J. W. (1966): Holasteroids. – In: MOORE, R. C. (Hrsg.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part **U**, Vol. 2, S. 523–543. 13 Abb., Univ. of Kansas Press; Lawrence.



Tafel 1

Echinodermen aus dem Unter-Maastricht der Buntmergelserie des Moos-Grabens bei Siegsdorf.

Für die Aufnahmen in Fig. 2d und 2e wurde die Coronen-Oberfläche schwach mit Ammoniumchlorid bedampft.

Die Originale sind in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie unter den angegebenen Nummern hinterlegt.

Fig. 1: *Isselicrinus africanus* (LORIOL, 1893); BSP 1977 XXI/21.
- a: Proximale Gelenkfläche eines Internodale, REM-Aufnahme, ×6.
- b: Distale Gelenkfäche des Nodale, REM-Aufnahme, ×6.
  Die Gelenkfläche ist durch Pyritisierung, Drucklösung und Verwitterung stark korrodiert.
  In einem der beiden Cirrhen-Sockel (rechts oben) ist noch ein Teil des ersten Cirrhale erhalten.

Fig. 2: *Guettaria fecunda* n. sp., Holotypus; BSP 1977 XXI/22.
Die Corona ist in der Dorsoventral-Richtung, schräg nach hinten, zusammengepreßt.
- a: Apikal-Ansicht, ×1.
- b: Ventral-Ansicht, ×1.
- c: Lateral-Ansicht, ×1.
- d: Ausschnitt aus Ambulakrum II, oberer Teil, ×3.
- e: Apikal-Region, ×3. Mit Ausnahme der Pore in der Genitalplatte 1 sind die 9 Genitalporen recht deutlich zu erkennen (vergl. Abb. 2d).

Fig. 3: *Guettaria fecunda* n. sp., Paratypoid; BSP 1977 XXI/23.
Die Corona ist in der Längs-Richtung stark zusammengepreßt.
- a: Frontal-Ansicht, ×1. Die beiden anteriolateralen Felder mit großen Primär-Stachelwarzen sind deutlich zu erkennen.
- b: Anal-Ansicht, schräg von oben, ×1.

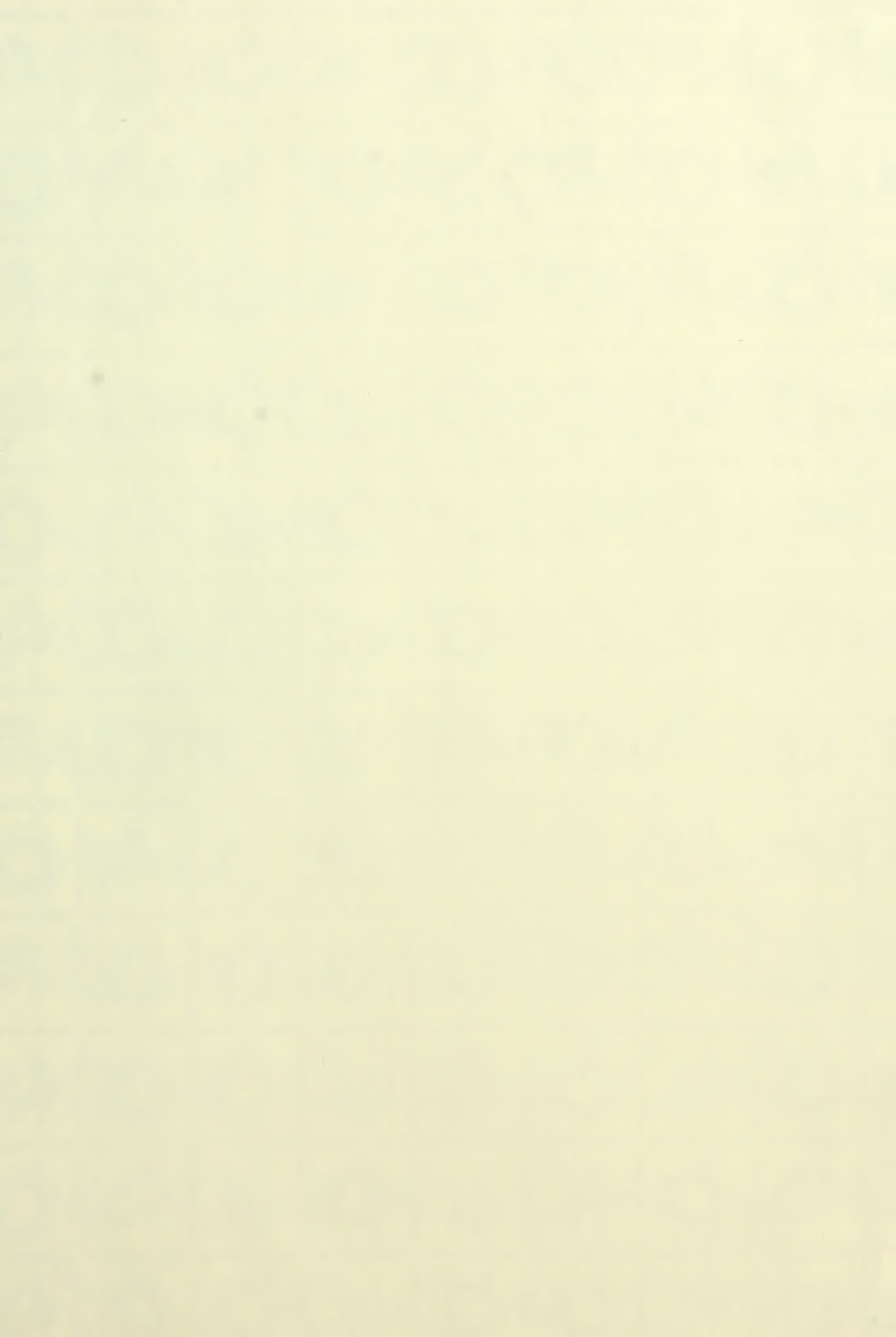
Fig. 4: *Homoeaster* ?n. sp. aff. *tuneatus* POMEL, 1883; BSP 1977 XXI/24.
Die Corona ist lateral zusammengepreßt.
- a: Lateral-Ansicht, ×1.
- b: Ventral-Ansicht, ×1. Der Pfeil zeigt auf das erhaltene linke hintere Viertel des Peristomrandes.
- c: Ausschnitt aus Ambulakrum IV, oberer Teil, ×3.


2d
2e
4a
4c
4b
3b
2b
1b
3a
2c
2a
1a












SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
SMITHSONIAN INSTITUTION WASHINGTON DC
AMERICAN BINDERY · EAST
1990